

Federal Agency for Scientific Organizations Russian Academy of Sciences Siberian Branch Geological Institute Lomonosov Moscow State University Buryat State University

# **ULTRAMAFIC-MAFIC COMPLEXES** GEOLOGY, STRUCTURE, ORE POTENTIAL

MATERIALS OF V INTERNATIONAL CONFERENCE

(Gremyachinsk, 2–6 September 2017)

Ulan-Ude Buryat State University Publishing Department 2017 Федеральное агентство научных организаций Российская академия наук Сибирское отделение Геологический институт Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова Бурятский государственный университет

# УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

### ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

### МАТЕРИАЛЫ V МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

(Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.)

Улан-Удэ Издательство Бурятского госуниверситета 2017 УДК 552.31+553 ББК 26.325.13 У 515

Рецензенты

## *А. Н. Гуляшинов*, канд. техн. наук *А. В. Татаринов*, д-р геол.-минерал. наук

Ответственный редактор

*Е. В. Кислов*, канд. геол.-минерал. наук, зав. лабораторией Геологического института СО РАН

Конференция проведена и тезисы изданы при поддержке Федерального агентства научных организаций, Российского научного фонда (проект 16-17-10129), Российского фонда фундаментальных исследований (проект 17-05-20383-г), АО «Хиагда»

У 515 Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: материалы V Международной конференции (Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г.) / отв. ред. Е. В. Кислов. – Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2017. – 322 с. ISBN 978-5-9793-1077-0

В сборник материалов V Международной конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» вошли доклады, посвященные различным аспектам геохимии, минералогии и петрологии ультрамафит-мафитовых комплексов, а также связанных с ними полезных ископаемых.

Издание будет полезно широкому кругу специалистов, студентов, магистрантов и аспирантов, занимающихся различными геологическими проблемами, связанными с ультрамафит-мафитовыми комплексами и приуроченными к ним полезными ископаемыми.

**Ultramafic-mafic Complexes: geology, structure, ore potential:** materials of V International conference. – Ulan-Ude: Buryat State University Publishing Department (Gremyachinsk, 2–6 September 2017). – 322 p. ISBN 978-5-9793-1077-0

The reports devoted to various aspects of ultramafic-mafic complexes geochemistry, mineralogy, petrology and related mineral deposits also have collected at volume of V International conference «Ultramafic-mafic complexes: geology, structure, ore potential» abstracts. This volume will be useful for a wide range of experts, students, PhD students, dealing with various geological problems connected with ultramafic-mafic complexes and related minerals.

> © Геологический институт СО РАН, 2017 © МГУ им. М. В. Ломоносова, 2017

© Бурятский госуниверситет, 2017

ISBN 978-5-9793-1077-0

#### ПРЕДИСЛОВИЕ

V Международная конференция «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» состоялась 2–6 сентября 2017 г. в отеле «Байкальская Ривьера» в с. Гремячинск Прибайкальского района Республики Бурятия (http://baikalriviera.ru). Конференция посвящена современным проблемам геохимии, минералогии и петрологии интрузивных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых. В рамках конференции прошло обсуждение широкого круга генетических вопросов, активный обмен данными геологических наблюдений, результатами экспериментальных и теоретических исследований.

Эта традиция берет начало с I Международной конференции «Ультрамафитмафитовые комплексы складчатых областей докембрия», которая прошла в 2005 г. в пос. Энхалук Республики Бурятия. Успех этой встречи инициировал проведение II конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей» (2007 г., пос. Черноруд Ольхонского района Иркутской области), а затем и III конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» (2009 г., г. Качканар Свердловской области).

В промежутках прошли две молодежные школы-семинары: «Рудоносность ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов складчатых областей» в пос. Горячинск Прибайкальского района Республики Бурятия в 2008 г. и «Геохимия, петрология и рудоносность базит-ультрабазитовых комплексов» в пос. Черноруд Ольхонского района Иркутской области в 2010 г.

Также прошли тематические секции на XI Всероссийском петрографическом совещании в Екатеринбурге в 2010 г. и VII Косыгинских чтениях «Тектоника, магматизм и геодинамика Восточной Азии» в 2011 г. в Хабаровске.

Предыдущая IV Международная конференция «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения» и проходившая параллельно III Молодежная школа-семинар состоялись на ст. Байкальский Прибой Кабанского района Республики Бурятия в августе 2012 г.

#### FOREWORD

The Vth International Conference «Ultramafic-mafic complexes: geology, structure, ore potential» was take place from 2 September to 6 September 2017 at the hotel «Baikal Riviera» (http://baikalriviera.ru) in Gremyachinsk, the Republic of Buryatia, Russia. This conference was devoted to contemporary problems of geochemistry, mineralogy and petrology of intrusive complexes and associated ore deposits. The format of the conference included a discussion of a wide range of genetic issues, an active exchange of geological data and the results of experimental and theoretical researches.

This tradition dates back to the I International conference «Ultramafic-mafic complexes of Precambrian folded regions», which took place in 2005 in Enkhaluk, Republic of Buryatia. The success of that meeting initiated the II Conference «Ultramafic-mafic complexes of folded regions» (2007, Chernorud, Irkutsk region), and then the III Conference «Ultramafic-mafic complexes of folded regions and related ore deposits» (2009, Kachkanar, Sverdlovsk region).

In between, two youth workshops were organized: «Ore-bearing of ultramafit-mafit and carbonatite complexes of folded areas» (2008, Goryachinsk, Republic of Buryatia) and «Ge-ochemistry, petrology and ore-bearing of basite-ultrabasite complexes» (2010, Chernorud, Irkutsk region).

Also the special sections were arranged at meetings: XI All-Russian petrograthical conference in 2010 at Yekaterinburg and VII Kosygin's readings «Tectoncs, magmatism and geodynamics» in 2011 at Khabarovsk.

The IV International Conference «Ultramafic-mafic complexes of folded regions and their mineral genesis» and the III Youth Workshop were held in August 2012 at Baikalsky Priboy, Republic of Buryatia.

#### Рудоконтролирующее значение гранодиорит-порфировых интрузий в Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа

 © <u>Н. А. Аббасов</u><sup>1</sup>, Ф. Д. Гасанов<sup>2</sup>, М. Г. Сафари<sup>3</sup>, *Т. М. Мусазаде*<sup>1</sup>, А. Н. Гусейнова<sup>1</sup>
<sup>1</sup>Бакинский государственный университет, Баку, Азербайджан, риссіпа2012@yahoo.com
<sup>2</sup>Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан
<sup>3</sup>Пиамурский университет, Тегеран, Иран

В статье рассматривается медно-порфировая минерализация в пределах Мисхано-Зангезурской рудной зоны. Она локализована на участках зон разломов, насыщенных дайками гранодиорит-порфирового, гранодиорит-сиенит-гранитового состава. Рудоконтролирующее значение имеют гранодирит-порфировые интрузивы. Наиболее благоприятные условия для локализации медно-молибденового оруденения – относительно глубокие, а для золото-полиметаллического – близповерхностные фации интрузивов, образованые в субвулканических условиях. Установлено, что как в Ордубадском, так и в Далидагском рудных районах, зональность распределения оруднения выражается в смене сравнительно высокотемпературных стадий низкотемпературными по мере удаления от главной Ордубад-Далидаг-Кедабекский долгоживущей сквозной линеаментной структурой.

Ключевые слова: рудная зона, гранодиорит-порфир, минерализация, рудоконтролирующие, медно-порфировая руда, интрузии.

#### Ore-controlling Value of Granodiorite-porfyry Intrusions in Mishano-Zangezur Zone of the Lesser Caucasus

<u>N. A. Abbasov</u><sup>1</sup>, F. D. Hasanov<sup>2</sup>, M. G. Safari<sup>3</sup>, <u>T. M. Musazade</u><sup>1</sup>, A. N. Huseynova<sup>1</sup> <sup>1</sup>Baku State University, Baku, Azerbaijan <sup>2</sup>Institute of Geology of NAN of Azerbaijan, Baku, Azerbaijan <sup>3</sup>Piamur University, Tehran, Iran

In the article the ore-controlling value granodiorite-syenite-granite intrusions and the terms for the localization of coppermolybdenum mineralization, the most favourable are relatively deep, and for gold-ore complex subsurface facies of the intrusions which formed in subvolcanic conditions. Installed that in Ordubad also in Dalidag ore district, the zoning distribution of mineralization expressed in the relatively high-temperature shift low-temperature stages as the distance from the main Ordubad-Dalidag-Gadabay long-lived, cross-cutting lineament structure, copper-molybdenum-porphyry and specialization which is defined everywhere.

Keywords: ore zone, granodiorite-porphyry, mineralization, ore-controlling, copper-porphyry ore, intrusions

Во всех геодинамических построениях интенсивный многоэтапный магматизм позднеэоценмиоцена на юге Малого Кавказа пространственно совмещал зоны субдукции и распространения магматизма, а также других типов прогибов и гряд эпиконтинентальных островов вулканического и тектонического происхождения, разделяя на два сектора, различающихся глубинным строением, составом, возрастом и генезисом слагающих их комплексов, контролирующихся двумя зонами глубинных разломов в Мисхано-Зангезурской зоне [5, 7]. Первый из них Зангезурское поднятие (Ордубадский рудный район), второй Акеринское поднятие (Далидагский рудный район).

Интенсивность медно-порфирового оруденения в Мисхано-Зангезурской зоне, сходство минерального состава продуктов рудообразования и полистадийность его существенно осложняют определение их возраста и генетической связи с определенными интрузивами. Наиболее распространены в данной зоне рудные поля, связанные с разрывами, секущими интрузивы магматических пород, занимаяя определенное положение в складчатых структурах, так же определенное положение занимают и секущие разломы [3]. В связи с этим в пределах рассматриваемой зоны рудных полей можно отнести такие рудные поля, которые приурочены к поперечным разломам в участках с разветвлениями и сопряжениями разных направлений. Рудные поля в участках разветвления и сопряжения разломов разных направлений пользуются значительным распространением на юге рассматриваемой зоны. Они характеризуются тем, что на их локализацию оказывают влияния блоковые структуры. В общем плане разветвления и сопряжения разломов разных направлений возникает значительное количество относительно тоже разноорентированных мелких разломов и трещин, соединяющих между собой ветви более крупных региональных долгоживущих разломов. В результате возникает своего рода каркас (блоковый) из более или менее густой сети трещин, создающей благоприятные условия для циркуляции рудоносных растворов и поэтапного отложения руд. Это особенно характерно на юге данной зоны в центральной и крайней северо-западной части Ордубадского рудного района, где разветвление крупных региональных Ордубад-Далидаг-Кедабекский разломов идет под малыми углами. Поэтому в Диахчайском и Агюрт-Шелалинском рудных полях образуются ослабленные участки клиновидной формы, рудные тела в них имеют форму тектонических клиньев (Шелале, Диахчай, Дайкалы, Мурадханлы). Для большинства рудных полей рассматриваемой зоны нередко характерны довольно сложные формы рудных секущих и согласных тел, как это мы наблюдаем, например, в Гейгель-Гейдагском, Агют-Шелалинском и Теймурчаидагском рудном поле на Мисхана-Зангезуре. Региональный Ордубад-Далидаг-Кедабекский глубинный разлом является весьма важным структурным элементом, имеющим очень большое рудоконтролирующее значение. К этим длительно развивающимся разрывным структурам, проникающим весьма глубоко, приурочены различные магматические образования и эндогенные месторождения, как в Ордубадском рудном районе, так и в ряде других рудных районах Малого Кавказа (Далидаг и Кедабек). В участках Агюрт-Шелалинского рудного поля, разветвления и сопряжения разрывов разных направлений пользуются значительным распространением. Они характеризуются тем, что на их локализацию оказывают влияние так называемые каркасные (блоковые) структуры. Во многих случаях в этих участках разветвления и сопряжения разломов разных направлений, как отмечалось выше, возникает значительное количество относительно мелких разломов, соединяющих между собой ветви более крупных разломов регионального протяжения. В результате возникает своего рода каркас из более или менее густой сети трещин, создавший благоприятные условия для циркуляции рудоносных растворов и отложения руд. В северной части Мисхано-Зангезурской зоны по своим физико-механическим свойствам резко отличаются от вмещающих их пород и являются благоприятными для локализации медно-молибденового оруденения и представлены главным образом прожилково-вкрапленным типом, подчиненное значение имеет жильный тип. При этом рудные концентрации сосредоточены в эндо- и экзоконтактовой зоне Далидагского интрузивного массива, а временное проявление медно-порфировых руд соответствует завершающей стадии формирования гранитоидного интрузива. В. Г. Рамазанов [2] отмечает здесь четкий контроль оруденения со стороны даек кварц-диоритовых порфиритов, являющихся продуктами завершающей стадии гранитоидного магматизма в центральной и юго-западной части упомянутой зоны. При этом рудные жилы и дайки приурочены к одним и тем же системам трещин. Вопросы возраста и генетической связи медно-порфирового оруденения и связаного с ним колчеданнополиметаллического, а также золоторудного нельзя считать окончательно решенными. Для решения вопросов возраста и генетической связи оруденения медно-молибден-порфирового месторождения важное значение имеет выяснение взаимоотношений даек и оруденения, которые уже многие годы являются предметом острых дискуссий. Комплексным исследованиями интрузивных пород, гидротермально-метасоматических образований и медно-молибденового оруденения, проведенными большим коллективом геологов ИГЕМ РАН под руководством С. В. Ефремова [4], установлено, что медно-молибденовая минерализация, проявившаяся после даек аплитов, разорвана во времени образования внедрением даек олигоклазовых кварцевых-диоритов. Часть исследователей [2, 4, 6] на примере Каджаранского месторождения дайки Зангезура считали пострудными, другие [4, 7] наоборот, что все дайки Зангезурского рудного поля относятся к дорудным образованиям. Кроме дорудных даек аплитов и диорит-порфиритового состава, выделяются и пострудные по отношению к основным продуктивным стадиям гранодиорит-порфировые дайки, которые, однако, по отношению к полиметаллическим стадиям являются дорудными.

По М. И. Рустамову и др. (2008), отмеченная дайка по внешнему виду напоминает трахиандезиты миоплиоцена данного региона (южная часть Малого Кавказа), а петрографический состав, структура и химизм позволяют отнести ее к кварцевым (биотитовым) сиенитовым порфирам. Учитывая, что дайки гранодиорит-порфиров, а также местами диорит-полрфиритов секутся кварц-молибденовыми прожилками и жилками, а обломки этих жил содержатся в отмеченной дайке и свою очередь пересекаются кварц-халькопиритовыми прожилками, внедрившимися после кварц-молибденитовой, но до кварц-пирит-халькопритовой стадии минерализации (меторождения Капуджих). Особенности состава и структуры, неровные контакты с многочисленными ответвлениями тонкочайших апофиз позволили С. В. Ефремовой, Э. А. Мамедову, С. А. Пашкову [4] и др. считать, что слагающей дайковый материал характеризовался большой проницаемостью во вмещающие породы, обусловленной насыщенностью расплава летучими, является продуктом деятельности дифференцированного остаточного очага и его нельзя рассматривать как проявление нового этапа интрузивной деятельности.

Изучение собранного нами фактического материала по Ордубадскому и Далидагскому рудному району подтверждает вывод о том, что слагающий отмеченную дайку материал характеризовался большой проницаемостью, что на наш взгляд, можно объяснить и другими причинами, в частности, ассимиляцией значительного количества рудных минералов – молибденита, халькопирита, пирита

раннего этапа рудообразования. Поэтому кажется недостаточно обоснованным считать, что порождающий дайку очаг был остаточным и дифференцированным, следовательно отрицаем возможность образования этих даек в результате нового этапа интрузивной деятельности. Детальное микроскопическое изучение большого количества полированных шлифов из дайковых пород показывает, что как гранодиорит-порфиры и диорит-порфириты (Гейдаг-Гейгеле), включенные в дайку, так и сама дайка несут рудную минерализацию, представленную пиритом, халькопиритом, молибденитом (Диахчай, Шелале, Гейгель), а также сфалеритом, галенитом, золотом и серебром, количественные соотношения которых в диорит-порфиритах и в самой дайке различные. В Гейдагском месторождение кварцевые сиенит-диориты содержат значительно больше молибденита, чем дайки гранодиоритпорфирового состава, а последняя содержит главным образом халькопиритовую минерализацию с вкрапленностью молибденита и золота, иногда секущими полиметаллическими прожилками. Все это на наш взгляд подтверждает ранее высказанную нами точку зрения о длительности и этапности промышленного рудообразующего процесса в медно-молибденовых месторождений Мисхана-Зангезурской зоне, проявленнего, по-видимому, в связи формированием двух (Мегри-Ордубадского и Далидагского) различных интрузивных комплексов, петрографическому составу. При этом образование полиформационных месторождений или же рудных полей, на наш взгляд, правильнее объяснить эволюцией магматического очага, который в зависности от тектонических условий периодически снабжал верхние слои земной коры магмой и гидротермальными рудоносными растворами. В таком случае было бы естественно ожидать более сложные взаимоотношения интрузивных пород, даек и оруденения. Пострудные для раннего этапа породы должны быть дорудными для более позднего этапа, но магматические породы, взятые в целом, если они связаны с рудоносным очагом, должны быть дорудными, ибо последний этап рудообразования обычно искажает и затушевывает факты, свидельствующие о пострудности даек и пород позднего этапа по отнощению к оруденению раннего этапа.

Надо отметить, что кварц-молибденитовые жилы и прожилки Гейдагского месторождения относятся к более раннему этапу минерализации по сравнению с золото-полиметаллическим оруднением. По В. М. Бабазаде, В.Г. Рамазанову [2] медно-молибденовая и золота-полиметаллическая формации вместе с полиметаллической образуют генетический ряд – рудный комплекс, который парагенетически связан с эоцен-миоценовой интрузивной деятельностью в рудной зоне, спессартиты и диоритпорфириты который генетически связаны с очагом и обусловлены возникновением качественно отличных, обособленных очагов, которые отличаются соотношением полезных компонентов Мо, Сu, Au, Ag, Zn, Pb, As, Bi.

В минеральном составе руд, кроме главных рудообразующих минералов пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, принимают участие самородное золото, блеклые руды, марказит, висмутин, из жильных минералов – кварц, кальцит. Вдоль жил породы интенсивно серицитизированы и пиритизированы, местами каолизированы, карбонатизированы, окварцеваны. Руды в целом являются результатом полистадийного процесса минерализации. Различными исследователями [1, 2, 4, 6] выделяются от 6 до 10 стадий минерализации, среди которых основными продуктивными являются кварцмолибденитовая, кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-пирит-халькопритовая. Больше половины месторождений молибдена связано с кварц-молибденитовой стадией, а меньшее количество – с кварц-молибденит-халькопиритовой. При этом основная масса меди связана с кварц-пиритхалькопиритовой сравнительно слабо, проявлены кварц-галенит-сфалеритовая и кварц-магнетитовая стадии. В рудной зоне проявлена как в Ордубадском, так и в Далидагском рудном районе зональность распределения оруденения, выраженная в смене сравнительно высокотемпературных стадий низкотемпературными по мере удаления от Главного Ордубадского (Ордубадский рудный район) и Гатардаш-Далидагского (Далидагский рудный район) разломов, являющихся рудоконтролирующими, представляя собой фрагменты Ордубад-Далидаг-Кедабекской долгоживущей сквозной линеаментной структурой, медно-порфировая специализация которой определена повсеместно. Оруденение в пределах Далидагского рудного района локализуется на отрезках зон разломов, насыщенных дайками гранодиорит-порфирового, гранодиорит-сиенит-гранитового состава. Рудовмещающими являются гранодиориты, гранит-сиениты, габбро-диориты, диориты, порфировидные граносиениты, дайки и штокообразные тела гранодиорит-порфиров. Рудные тела в основном приурочены к разломам северовосточного и близширотного направлений. Среды рудных тел выделяются два морфологических типа: система сближенных жил и прожилково-вкрапленные залежи, образующие штокверковые зоны различных масштабов. В северо-восточной части Мисхано-Зангезурской зоны вдоль Тертерского поперечного разлома порфировые интрузии в апикальных частях, в которых развита обильная трещиноватость и интенсивная гидротермально-метасоматическая переработка пород, явились благоприятной средой для размещения медно-молибденовых руд. В восточной части Мисхана-Зангезурской зоны с позднезоцен-нижнемиоценовой гранит-граносиенитовой формацией Далидагского плутона также пространственно и парагенетическая связано медно-молибденовое оруденение в Далидагском, Султангейдарском, Теймуручандагском проявлениях. Мисхано-Зангезурская металлогеническая провинция, по данными В.М. Баба-заде, В.Г. Рамазанова, характеризуется довольно сложным строением, в котором принимают участие отложения от девона включительно олигоцена [2]. В заключение надо отметить, что в рудовмещающих породах – гранодиоритах и кварцевых сиенит-диоритах широко развит комплекс даек гранодиорит-порфиров и других жильных пород. Однако, поскольку оруденение развивается вблизи них, они могут рассматриваться в качестве одного из поисковых признаков медно-молибденовых руд.

1. Аббасов Н. А. Структурные факторы формирования коллизионных месторождений медно-порфировых руд в северовосточной части Малого Кавказа // Всероссийская конференция «Граниты и процессы рудообразования», посвященная памяти академика В. И. Коваленко. М., 2011. С. 8-9.

2. Минералого-геохимические факторы золотоносности руд медно-порфировых месторождений Ордубадского рудного района / Баба-Заде В. М. [и др.] // Вестник Бакинского университета. Серия естественных наук. 1999. №3. С. 122-128.

3. Геология Азербайджана. Т. III. Магматизм. Баку: Nafta-Press, 2001. 434 с.

4. О месте медного и молибденового оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского Cu-Mo месторождения) / Ю. Н. Пашков [и др.] // Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 126-135.

5. Исмаил-Заде А. Д., Рустамов М. И., Кеичерли Т. Н. Аразская мегарона (Малый Кавказ) // Геология Азербайджана. Т. IV. Тектоника. Баку, 2005. С. 338-359.

6. Richards J. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere // Geology. 2009. V. 37. P. 247-250.

*Аббасов Нураддин Алиевич*, кандидат геолого-минералогических наук, доцент Бакинского государственного университета, Азербайджан

#### Палеопротерозойская дунит-перидотит-габброноритовая формация Курского блока Сарматии: геология, критерии выделения, рудный потенциал

#### © А. Ю. Альбеков, П. С. Бойко

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, sashaalb@list.ru

Палеопротерозойская дунит-перидотит-габброноритовая формация Курского тектонического блока кратона Сарматия выделяется в объеме двухфазного (перидотиты и габбронориты) золотухинского комплекса. Модель формирования пород комплекса на рубеже 2070 млн лет предполагает исходную палеогеодинамическую обстановку, как рифтогенную, заложенную на континентальном основании в тыловой части орогенного сооружения восточной АКО кратона Сарматия. Минерагения пород дунит-перидотитовой формации Курского блока определяется наличием минерализации двух типов: сульфидной медно-никелевой и окисно-рудной.

Ключевые слова: Сарматия, Курский блок, палеопротерозой, дунит-перидотит-габброноритовая формация, модель формирования, минерагения, сульфидные медно-никелевые руды.

#### Paleoproterozoic Dunite-peridotite-gabbronorite Formation of the Kursk Block of Sarmatia: Geology, Determination Criteria, Ore Potential

#### <u>A. Yu. Al'bekov</u>, P. S. Boyko Voronezh State University, Voronezh, Russia, sashaalb@list.ru

The Paleoproterozoicdunite-peridotite-gabbronorite formation of the Kursk tectonic block of the Sarmatia craton is presented in the volume of the two-phase (peridotites and gabbronorites) zolotukhinsky complex. The model of formation of the rocks of the complex at the turn of 2070 million years assumes the initial paleogeodynamic situation, as riftogenic, laid on the continental base in the rear part of the orogenic structure of the eastern side of active continental margin of the Sarmatiancraton. The mineralogenic potential of the rocks is determined by the presence of mineralization of two types: sulfide copper-nickel and oxide-ore.

Keywords: Sarmatia, Kursk tectonic block, Paleoproterozoic, dunite-peridotite-gabbronorite formation, mineralogeny, sulfide copper-nickel ore

В пределах Курского тектонического блока кратона Сарматия палеопротерозойская дунитперидотит-габброноритовая формация выделяется в объеме золотухинского комплекса. В соответствии с современной схемой стратиграфии и магматизма докембрия территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) комплекс имеет двухфазное строение (первая фаза – дунит-перидотитпироксенитовая, вторая – габброидная) [1-3]. Среди интрузий комплекса выделяются как самостоятельные ультрамафитовые тела, так и сложно построенные мафит-ультрамафитовые образования.

Петротипом золотухинского комплекса выступает многофазный базит-гипербазитовый Смородинский плутон. Это крупный (более 90 км<sup>2</sup>) массив неправильной формы, в пределах которого предыдущими исследованиями [1, 3] выделено три породные ассоциации: серпентинизированных ультраосновных пород (преимущественно перидотиты с незначительным количеством дунитов), габброноритовая и троктолит-габбродолеритовая.

В современной схеме стратиграфии и магматизма ВКМ [3] слагающие субвертикальное штокообразное тело ультрамафиты и габбронориты относятся к дунит-перидотит-габброноритовому золотухинскому комплексу, а прорывающие их в виде пологозалегающего силлоподобного тела габбродолериты – к троктолит-габбродолеритовому смородинскому комплексу [2]. Таким образом, сложность региональных построений заключается в том, что Смородинский полигенный и полихронный плутон является петротипическим для обеих формаций.

Проведенными исследованиями выявлено несколько граничных петрографических критериев, которые позволяют легко диагностировать принадлежность вновь выделенных базитовых массивов на территории Курского блока к той или иной формации.

Средне-крупнозернистые мезократовые габбронориты, характеризующие базитовую ассоциацию золотухинского комплекса, слагают главный шток плутона, прорывающий тело ультрабазитов первой фазы. В нижних (вскрытых бурением) горизонтах, среди преобладающих безоливиновых разновидностей выявлены участки оливиновых габброноритов, сменяющиеся выше по разрезу отдельными прослоями лейкократовых крупнозернистых габброноритов (стратиформных анортозитов)[1].

В центральной части штока породы второй фазы пересечены телами мелко-среднезернистых директивных габброноритов, обладающих нечеткими контактами, сопровождающимися «заплывами» и включениями крупно-среднезернистых габброноритов, что позволяет считать эти образованиями «интрамагматическими дайками». Кроме этого, в пределах плутона установлены типичные дайки мелкозернистых норитов и микрогаббро с четкими интрузивными секущими контактами, вероятно характеризующие наиболее поздние стадии становления мафитовой ассоциации.

Произведенное ранее [2] U-Pb изотопное датирование методом ID-TIMS по единичным зернам или микронавескам бадделеита с заверкой результатов датированием однородных зерен циркона, показало возраст формирования габброноритов второй фазы золотухинского комплекса –2066±2 – 2069±3 млн лет.

Суммируя весь объем геологических, геохимических и изотопных данных [1, 4], предполагается высокая вероятность корово-мантийного взаимодействия при формировании первичных магм исследуемых габброидов в период с 3,1-3,2 (Т<sub>DM(2066)</sub>) до 2,066 млрд лет, с участием источников вещества мантии и нижней коры, которая к тому же возможно представляет собой рециклинговый компонент гипотетического неоархейского палеослеба, обеспечивающего ее субдукционные геохимические характеристики. Инициация непосредственно магматической деятельности обусловлена тектоническими и магматическими процессами в тылу орогенного сооружения восточной (в современных координатах) активной континентальной окраины (АКО) палеократона Сарматия, что может быть связано с воздействием слэба, погружающегося, соответственно, на юго-западе расположенной восточнее зоне субдукции андского типа [5, 6].

Обогащение мантии некогерентными элементами с формированием мантийного источника типа EM-I произошло либо за счет ранее сформированного гипотетического неоархейского палеослеба, либо за счет вещества блоков нижней континентальной коры или терригенных осадков, сопряженных вследствие тектонической эрозии с погружающейся с востока океанической плитой палеопротерозойского возраста. Это обеспечивает не только специфические геохимические характеристики габброидов, но и ассоциирующие с ними проявления сульфидной медно-никелевой минерализации.

Таким образом, модель формирования дунит-перидотит-габброноритовой формации Курского тектонического блока Сарматии предполагает их исходную палеогеодинамическую обстановку, как рифтогенную, заложенную на континентальном основании орогенного сооружения восточной АКО кратона Сарматия, в тыловой части которого господствовал режим растяжения, фиксируемый внедрением базитов с возрастом около 2070 млн лет.

Минерагения основных и ультраосновных пород дунит-перидотитовой формации Курского блока определяется наличием минерализации двух типов: сульфидной медно-никелевой и окисно-рудной. Первая из них подсечена небольшим числом скважин как среди гипербазитовой (скв. 3011, 3013, 3026), так и базитовой ассоциаций (скв. 3030, 3009, 3024 и др.), в то время как вторая встречается только среди базитовых разностей пород формации и подсечена скважинами 3009, 3024, 3023 и др.

В серпентинизированных перидотитах золотухинского базит-гипербазитового массива отмечается сингенетическая тонкозернистая рассеянная и мелкошлировая вкрапленность сульфидов (2-3, иногда до 5% от объема породы) пентландит-хромит-халькопирит-магнетит-пирротиновой ассоциации, а в зонах дробления, вдоль сети трещин – прожилковая и прожилково-вкрапленная эпигенетическая сульфидная минерализация пирит-пирротинового состава с магнетитом. Содержание никеля колеблется от 0,1 до 0,43%, меди – 0,01%.

Ассоциирующие с габброноритами проявления сульфидной медно-никелевой минерализации встречены только в пределах Смородинского массива, где они образуют рассеянную вкрапленность до 5-15% от объема породы, реже гнездовидные или прожилковидные выделения и на основании морфологических и структурных признаков, минерального состава руд и вмещающих пород среди базитовых ассоциаций, подразделяются два типа: 1) рассеянная вкрапленность интерстиционного типа (сингенетическая) пентландит-халькопирит-магнетит-пирротиновой ассоциации в габброноритах; 2) гнездово-вкрапленная и прожилково-вкрапленная (эпигенетическая) минерализация сфалеритпентландит-пирит-ильменит-магнетит-пирротиновой ассоциации, связанная с зонами метаморфического изменения габброноритов (породами кварц-биотит-хлорит-тремолитового состава).

Сингенетическая сульфидная минерализация (в относ. %: пирротин – 80-85%, пентландит – 1,5-4%, пирит – 5-10%, халькопирит – 5-8%, магнетит, ильменит – 5-10%) в габброноритах выделяется в виде густой, обильной мелкозернистой вкрапленности по всей массе породы, а также в виде крупноагрегатной сидеронитовой вкрапленности с размером отдельных рудных агрегатов от 5 мм до 4 см, располагающихся в интерстициях ромбического пироксена, плагиоклаза, биотита. Содержание никеля в минерализованных габброноритах составляет 0,16%, кобальта 0,05 и меди до 0,25%.

Эпигенетическая прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (пирротин – 40-60%, пирит – 2-10%, пентландит – 2-4%, халькопирит – 5-20%, магнетит – 15-25%, ильменит – 3-7%, сфалерит – ед. зерна) представлена гнездовидными ксеноморфными выделениями, скоплениями резко ксеноморфных зерен, сыпью мелких угловатых зерен, прожилковидно-неправильными и прожилковыми

выделениями размером от сотых долей до 5-6 см, обычно располагается в участках значительно измененного габбронорита (амфиболизированного, хлоритизированного), а также ассоциирует с карбонат-хлоритовыми, кварц-биотит-хлоритовыми прожилками. Среднее содержание полезных компонентов: никель до 1,96%, медь – до 2,21%, кобальт – до 0,5%.

Окиснорудный тип минерализация в породах базитовой ассоциации представлен рассеянными выделениями преобладающего магнетита (титаномагнетита) и ильменита, характеризующимися неравномерным распространением. Титаномагнетит встречается намного реже, что вероятнее всего связано с процессами его распада на твёрдый раствор магнетита и ильменита. Преобладающая масса рудных вкрапленников имеет ксеноморфную форму с извилистыми или прямолинейными границами, определяемыми контурами прилегающих к ним силикатов (плагиоклаза и пироксенов). Размеры рудных выделений обнаруживают отчетливую зависимость от структуры пород, в среднезернистых породах они изменяются от 1-1,5 до 2,0-2,5 мм, в пегматоидных составляют 3,0-4,0 мм в поперечнике. Реакционные взаимоотношения на границе вкрапленников обычно отсутствуют.

Наличие эпигенетического медно-никелевого оруденения и первичного ореола рассеяния сульфидов свидетельствуют о том, что в пределах Смородинского плутона возможно обнаружение более значительных концентраций сульфидных медно-никелевых руд, генетически связанных с норитами и габброноритами золотухинского комплекса. Таким образом, полученные данные позволяют ожидать на данном участке наличие сульфидного эпигенетического оруденения, а собственно Смородинский массив считать не только потенциально никеленосным, но и рудоносными в отношении оксидных руд титана и железа.

1. Бойко П. С. Золотухинский комплекс КМА (геология, состав, условия формирования и перспективы рудоносности): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2013. 24 с.

2. Альбеков А. Ю., Рыборак М. В., Бойко П. С. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2012. №2. С. 84-95.

3. Чернышов Н. М., Альбеков А. Ю., Рыборак М. В. О современном состоянии схемы стратиграфии и магматизма раннего докембрия воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2009. №2. С.33-40.

4. Бойко П. С. Минералого-геохимические особенности пород и признаки контаминации габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2012. №1. С. 67-75.

5. Ненахов В. М., Бондаренко С. В. Тектоническая эволюция Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива в палеопротерозое // Геотектоника, 2011. № 4. С. 43-59.

6. Бойко П. С., Альбеков А. Ю., Рыборак М. В. Петролого-геохимические особенности габброидов золотухинского комплекса Курского блока Сарматии (Центральная Россия) как индикаторы геодинамической обстановки его формирования // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2014. №1. С. 47-53.

7. Бойко П. С., Альбеков А.Ю. Характеристика проявлений сульфидного оруденения в породах золотухинского гипербазит-базитового комплекса КМА (Центральная Россия) // XVII молодежная научная школа «Металлогения древних и современных океанов – 2011». Миасс: ИМинУрО РАН, 2011. С. 85-89.

*Альбеков Александр Юрьевич*, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, доцент ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет»

#### Поведение платиноидов иридиевой группы и родия на ранних стадиях дифференциации Довыренских магм

© <u>А. А. Арискин<sup>1,4</sup></u>, Л. В. Данюшевский<sup>2</sup>, М. Л. Фиорентини<sup>3</sup>,
И. В. Пшеницын<sup>1</sup>, Г. С. Николаев<sup>4</sup>, Е. В. Кислов<sup>5,6</sup>, Г. С. Бармина<sup>4</sup>
<sup>1</sup> МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru
<sup>2</sup> Центр рудных месторождений, Тасманийский университет, Хобарт, Австралия
<sup>3</sup> Центр методов поиска рудных месторождений, Перт, Австралия
<sup>4</sup> ГЕОХИ РАН, Москва, Россия
<sup>5</sup> ГИН СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Представлены минералогические и геохимические сигналы фракционирования минералов тугоплавких платиноидов (IPGE) на ранних стадиях эволюции довыренских магм. При исследованиях двух горизонтов придонных перидотитов (плагиоперидотит и вышележащий плагиодунит) установлено 25 (преимущественно субмикронных) зерен лаурита и иридистого осмия в алюмохромите. Обсуждается генетическое значение сублинейной ковариации Ru/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Ir/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ультрамафитах, которая указывает, что плагиоперидотит кристаллизовался из более примитивной и богатой IPGE магмы по сравнению с плагиодунитом. Это согласуется с реконструкциями, указывающими на высокомагнезиальную магму, содержащую вкрапленники оливина (Foss) при температуре ~1290°C.

Ключевые слова: Йоко-Довыренский интрузив, тугоплавкие платиноиды, фракционирование, исходная магма.

#### Behavior of Ipge and Rh at Early Stages of Differentiation of the Dovvren Magmas

<u>A. A. Ariskin<sup>1, 4</sup></u>, L. V. Danyushevsky<sup>2</sup>, M. L. Fiorentini<sup>3</sup>, I. V. Pshenitsyn<sup>1</sup>, G. S. Nikolaev<sup>4</sup>, E. V. Kislov<sup>5, 6</sup>, G. S. Barmina<sup>4</sup> <sup>1</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru <sup>2</sup>CODES, University of Tasmania, Hobart, Australia <sup>3</sup>Centre for Exploration Targeting, Perth, Australia <sup>4</sup>Vernadsky Institute, Moscow, Russia <sup>5</sup>Geological Institute, Siberian Branch of the RAS, Ulan-Ude, Russia <sup>6</sup>Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

Mineralogical and geochemical evidences for fractionation of IPGE-containing minerals at early stages of the evolution of primitive magmas from the Yoko-Dovyren massif (YDM) are presented. Two peridotitic horizons from the YDM were examined: a basal plagioclase peridotite (in fact, olivine-rich gabbronorite) and overlying plagiodunite. First indications of the presence of Os-Ir-Ru phases in plagioperidotite were obtained during studies of the composition of Al-Cr spinels using LA-ICP-MS. Further search for the IPGE-minerals in both types of the olivine-rich cumulates (using SEM) resulted in 25 (mostly sub-micron size) grains of laurite and iridosmine within the chrome-spinel. Genetic significance of the covariation of Ru/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Ir/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the ultramafics is discussed. The present sub-linear compositional relationship allows for the conclusion that the basal plagioperidotite represents a more primitive and IPGE-enriched magma as compared to that from which plagiodunite crystallized. This is consistent with independent petrological reconstructions indicating that the bottommost plagioclase peridotite crystallized from the most primitive olivine-laden magma having temperature ~1290°C and olivine Fo88.

Keywords: Yoko-Dovyren intrusion, IPGE, fractionation, initial magma.

Представлены данные о содержаниях Os, Ir и Ru в ультраосновных породах и алюмохромите из зоны перехода от плагиоперидотитов к плагиоклаз-содержащим дунитам мощностью ~30 м. Этот участок относится к центральной части Йоко-Довыренского массива, где непосредственно в основании (руч. Большой) вскрываются закаленные габбронориты, сменяющиеся пикритоидными габброноритами или "пикродолеритами" [1-4]. Последовательное увеличение количества оливина вверх по разрезу выражается в появлении сильно меланократовых габброноритов – вплоть до Рх-содержащих плагиоклазовых перидотитов и практически безпироксеновых (<1-3%) плагиодунитов. Общая мощность этой перидотитовой толщи около 200 м (рис. 1). Образцы для исследований характеризуют оба типа перидотитов, причем составы плагиодунитов указывают на температуру несколько выше  $1200^{\circ}$ С, но ниже  $1250^{\circ}$ С [1]. Тогда как три нижних образца плагиоперидотитов представляют наиболее высокотемпературные оливиновые кумулаты: максимальная температура довыренской магмы в равновесии с оливином Fo<sub>88</sub> оценена как ~1290°С [2].

**Присутствие Os-Ir-Ru фаз** изучалось на образцах, характеризующих два максимума содержаний Ir и Ru в породах на рис. 1: три плагиоперидотита представляют нижний максимум содержаний Ir и Ru на фоне необычно высоких содержаний Os и Ru в редких вкраплениях сульфидов [6]; три плагиодунита относятся к верхнему Ir-Ru максимуму. Для всего горизонта характерен широкий диапазон Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~0.5-3 масс.%) – с максимальными содержаниями алюмохромита (до 6-7 масс.%) в плагиодунитах.



Рис. 1. Строение Йоко-Довыренского массива и распределение S, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cu, Ni, Ir и Ru в зоне перехода от плагиоперидотитов к плагиодунитам [3]

Аналитические исследования включали изучение микроэлементного состава алюмохромита посредством LA-ICP-MS в Центре исследований рудных месторождений при Тасманийском университете (CODES, г. Хобарт, Австралия), определение состава хромита и минералов платиновой группы на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом (на кафедре петрологии МГУ) и определение валовых содержаний ЭПГ и Au в образцах в лаборатории GEOLABS (Sudbury, Ontario, Canada).

**Геохимия Os, Ir и Ru в алюмохромите**. Содержания этих элементов были определены в 46 зернах шпинелида из двух плагиоперидотитов. Для одного образца измерения показали достаточно однородный состав шпинелида по тугоплавким платиноидам [3] при отсутствии признаков включений Os-Ir-Ru фаз. При изучении зерен алюмохромита из второго образца в шести случаях были установлены пиковые сигналы присутствия существенно Os-Ru и Os-Ir фаз, при этом отмечена более высокая дисперсия содержаний этих платиноидов в кристаллах шпинелида. Интервал пиковых сигналов не превышал 3-5 с, что указывало на субмикронный размер этих включений.

**Поиск и диагностика минералов** тугоплавких платиноидов при помощи СЭМ позволили идентифицировать свыше 25 субмикронных минеральных включений в алюмохромите, из которых надежно диагностировано 10 зерен лаурита и **7** – иридосмина (рис. 2). Подробное описание морфологии и состава этих фаз дано в работе [5].

Концентрации Ru, Ir и Rh в изученных образцах демонстрируют положительные корреляции от содержания  $Cr_2O_3$ . Этот факт подчеркивает важную роль шпинелида как главного минераланосителя Os-Ir-Ru фаз и родия. При этом более примитивные плагиоперидотиты из нижней части изученного горизонта (рис. 1) демонстрируют более высокую степень накопления тугоплавких платиноидов при тех же содержаниях  $Cr_2O_3$ .

Таблица 1

Концентрации тугоплавких платиноидов в алюмохромите

Ng	Плагио-	Изу-	Содержания элементов, мг/т (ppb)									
	перидотит	чено	Os <sup>189</sup>	Ir <sup>193</sup>	Ru <sup>99</sup>	Ru <sup>101</sup>						
		зерен										
1	13DV547-10	12	14.8±4.2 (3)	7.0±3.6 (8)	37.5±8.4 (4)	27.1±12.0 (4)						
2	09DV501-7	28	16.8±8.6 (11)	8.3±4.1(12)	45.0±28.1 (5)	24.6±1.8 (3)						

*Примечание*. Верхние индексы элементов обозначают атомные массы изотопов. В скобках указано число зерен с содержаниями ЭПГ выше предела обнаружения.



Рис. 2. Включения Os-Ir-Ru фаз в алюмохромите из плагиоперидотитов и плагиодунитов Йоко-Довыренского массива [3]

Обсуждение. Полученные результаты указывают на то, что *фракционирование Os-Ir-Ru фаз протекало синхронно кристаллизации оливина и хромита* на ранних стадиях эволюции довыренских магм и генетически связанных кумулатов.

(1) К косвенным данным относятся геохимические тренды содержаний Ru и Ir, демонстрирующие положительные корреляции с содержаниями  $Cr_2O_3$  (рис. 1). Более наглядно они представлены на рис. 3, где в качестве осей выбраны концентрации Ru и Ir, нормированные на содержание оксида хрома в образцах. Эти соотношения указывают на относительно высокую обогащенность алюмохромита из плагиоперидотитов включениями минералов тугоплавких платиноидов. Это согласуется с отнесением плагиоперидотитов нижнего уровня к фации наиболее примитивных и высокотемпературных ультрамафитов (см. выше). Резкое снижение относительной доли Ir-Ru фаз в шпинелиде из плагиодунитов можно рассматривать как сигнал обеднения магматических расплавов Ir и Ru в относительно узком диапазоне предполагаемых магматических температур – примерно от 1290°C до 1250°C и ниже.

(2) Прямые свидетельства фракционирования Os-Ir-Ru фаз связаны с идентификацией включений тугоплавких платиноидов в шпинелиде по данным LA-ICP-MS исследований и подкреплены надежной диагностикой зерен лаурита и иридистого осмия в алюмохромите [5]. Заметим, что геохимический вывод (1) согласуется с высокой долей субмикронных Os-Ir-Ru включений, обнаруженных в обр. 09DV501-7 при исследованиях состава шпинелида с использованием LA-ICP-MS анализа (6 наблюдений в 34 изученных кристаллах).



Рис. 3. Соотношения валовых содержаний Ru и Ir, нормированных на концентрацию оксида хрома в изученных образцах [3]

**Выводы.** Впервые для довыренских пород доказана кристаллизация лаурита и иридистого осмия на ранней стадии, вероятно предшествующей силикатно-сульфидной несмесимости в исходной магме и примитивных оливин-шпинелевых кумулатах.

Методический аспект исследования включает демонстрацию возможности поиска и идентификации включений лаурита и иридосмина в шпинелиде даже при относительно низких содержаниях в породах Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1-3 масс.%) и рутения (40-50 мг/т).

Более крупные значки представляют образцы, где в шпинелиде установлены включения лаурита и иридосмина.

#### Работа поддержана грантом Российского научного фонда № 16-17-10129

1. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации / А. А. Арискин [и др.] // Геохимия. 2009. № 5. С. 451-480.

2. Арискин А. А., Бычков К. А., Николаев Г. С. Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся базальтовой магме: развитие концепции R-фактора // Геохимия. 2017. № 5. С. 453-462.

3. Геохимические свидетельства фракционирования Os-Ir-Ru фаз на ранних стадиях кристаллизации довыренских магм / А. А. Арискин [и др.] // Геология и Геофизика. 2017. (в печати).

4. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

5. Лаурит и иридистый осмий плагиоклазовых лерцолитов расслоенного Йоко-Довыренского гипербазит-базитового интрузива, Северное Прибайкалье / Э. М. Спиридонов [и др.] // Геология рудных месторождений. 2017. (в печати).

6. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunite based on quantitative sulfide mineralogy / A. A. Ariskin et al. // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. P. 993-1011.

*Арискин Алексей Алексеевич*, доктор геолого-минералогических наук, доцент, профессор, геологический факультет, МГУ им. М. В. Ломоносова

#### Геохимия метабазитов Павловской и Зеленогайской зеленокаменных структур Восточного Приазовья (Украинский щит)

#### © Г. В. Артеменко

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины, Киев, Украина, <u>australes@mail.ru</u>

Павловская и Зеленогайская зеленокаменные структуры (ЗС) Восточноприазовского блока отличаются от зеленокаменных структур Западноприазовского блока отсутствием вулканитов ультраосновного состава и развитием в их разрезе андезитов. Снизу вверх по разрезу в метабазитах метатолеитовой формации Павловской ЗС увеличивается железистость, титанистость, содержание РЗЭ и уменьшается глиноземистость. Метабазиты Зеленогайской ЗС относятся к типу известковощелочных базальтов. Зеленокаменные структуры Восточного Приазовья формировались, вероятно, над периферической частью плюма.

Ключевые слова: Украинский щит, Восточное Приазовье, Павловская 3С, Зеленогайская 3С, амфиболиты, метаандезиты, лептиты, РЗЭ.

#### Geochemistry of Metabasites of Pavlovka and Zeleniy Gay Greenstone Structures of Eastern Azov (Ukrainian Shield)

#### G. V. Artemenko

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, australes@mail.ru

The Pavlovka and Zeleniy Gay greenstone structures of the Eastern Azov differ from the greenstone structures of the Western Azov block by the absence of ultrabasic volcanics and the development of andesites in their section. From the basis upwards in the metabasites of the metatoleitic formation of the Pavlovka GS, the iron content, titanicity, the content of REE increases and the alumina content decreases. Metabasites of the Zeleniy Gay GS are of the type of calc-alkaline basalts. The greenstone structures of the Eastern Azov were probably formed over the peripheral part of the plume.

Keywords: Ukrainian Shield, Eastern of Azov, Pavlovka GS, Zeleniy Gay GS, amphibolites, metaandesites, leptites, REE.

#### Введение

Архейские образования Восточного Приазовья (Восточноприазовский антиклинорий) сильно переработаны палеопротерозойскими гранитоидами и щелочными интрузивными комплексами и изучены очень слабо. По этой причине, большой интерес представляют геохимические исследования пород Павловской и Зеленогайской ЗС, расположенных в крайней восточной части УЩ (рис. 1), генезис которых не вызывает сомнений. Изучение геохимических особенностей вулканогенных пород зеленокаменных структур от Приазовского до Среднеприднепровского мегаблоков позволяет оценить геохимические отличия в составе вулканитов одновозрастных зеленокаменных структур, формировавшихся на блоках с палеоархейским и мезоархейским фундаментами.

#### Основные черты геологического строения Павловской и Зеленогайской ЗС

К наиболее древним породам Восточного Приазовья относят породы западноприазовской серии [1, 2]. Они слагают многочисленные складки разных размеров и структурных форм – наблюдается сочетание куполовидных и линейных складок разного масштаба северо-западного простирания размером от нескольких сотен метров до первых километров, которые усложнены мелкой, близкой к изоклинальной складчатостью более высоких порядков. В составе мезоархейского комплекса выделяются осадочно-вулканогенные породы Павловской и Зеленогайской 3С (рис. 1), которые слагают троговые структуры, приуроченные к крупным разломным зонам.

Павловская 3С прослеживается в виде узкой полосы (длина около 38 км, ширина от 400 м до 1 500 м), северо-западного простирания от с. Златоустовка (на юге) до с. Пречистовка (на севере). В структурном отношении она приурочена к западной границе Восточноприазовского антиклинория. С запада Павловская 3С ограничена восточным флангом Малоянисольской тектонической зоны (Западнопавловский разлом), который является границей между Центральноприазовским (Мангушским) синклинорием и Восточноприазовским антиклинорием [1, 2], а с востока – Восточнопавловским разломом (рис. 1). Породы, слагающие Павловскую 3С, разделены на две подтолщи (формации) – нижнюю метатолеитовую и верхнюю известково-сланцевую [2]. Общая площадь их выходов на домезозойском срезе составляет около 38 км<sup>2</sup>.



Рис. 1. Схема распространения зеленокаменных структур на Приазовском мегаблоке УЩ. Структуры Украинского щита и прилегающих к нему впадин, их номер (цифра в прямоугольнике) [1]: 1 – Орехово-Павлоградская шовная зона [1-1], 2 – Западноприазовский антиклинорий [1-2], 3 – Центральноприазовский синклинорий [1-3], 4 – Восточноприазовский антиклинорий [1-4]; 5 – Среднеприднепровский мегаблок [2]; 6 – Днепрово-Донецкая впадина [3]; 7 – Складчатый Донбасс [4]; 8 – Причерноморская впадина [5-1] и Азово-Кубанская впадина [5-2]; 9 – разрывные нарушения разделяющие Приазовский мегаблок и их номера (цифра в ромбе): Ореховопавлоградский – [1], Западноприазовский – [2], Розовско-Екатериновский – [3], Николаевский – [4], Малоянисольский – [5]; 10 – зеленокаменные структуры и их номера (цифра в круге): Новогоровская – [1], Чистопольская – [2], Косивцевская – [3], Гайчурская – [4], Шевченковско-Федоровская – [5], Сорокинская – [6], Павловская – [7], Зеленогайская – [8]; 11 – палеопротерозойские структуры и их номера (цифра в круге): Молочанская – [9], Гуляйпольская – [10], Балочковская – [11], Садовая – [12]

*Нижняя подтолща (метатолеитовая формация).* Мощность около 700 м [2]. Сложена она в основном тонкозернистыми амфиболитами массивной или сланцеватой текстуры. Среди них изредка отмечаются маломощные (0,5-5,0 см) прослои роговообманковых микрогнейсов и гранат-биотитовых микроплагиогнейсов. В одной из скважин вскрыты сланцы среднего состава. Основные черты породного состава подтолщи показаны на колонках скважин 215 и 213 [2], пройденных на западном фланге Павловской 3С (рис. 2).

Верхняя подтолща (известково-сланцевая формация) сложена амфиболитами, гнейсами и сланцами [2]. Она вскрыта скважинами 140 и 214 в юго-восточном крыле синклинальной структуры и скважиной 141 в юго-западном крыле (рис. 1). Среди вулканических пород Павловской 3С выделяется два типа пород – амфиболиты и лептитовые гнейсы. Амфиболиты, как правило, в разной степени рассланцованы и разгнейсованы, нередко превращены в сланцы кварц-плагиоклаз-амфиболового состава. Массивные встречаются редко. Это мелко- и среднезернистые породы. Структура гранонематобластовая и нематогранобластовая.

Лептитовые гнейсы – это тонко- и мелкозернистые породы светлой окраски: серые, зеленоватосерые, розовато-серые, серо-розовые. Текстура гнейсовидная, иногда массивная. Состав их кварцполевошпатовый, биотит-кварц-полевошпатовый иногда с эпидот-биотит-кварц-полевошпатовыми прослоями.

Зеленогайская 3С находится в 26 км восточнее от Павловской 3С. Приурочена к зоне сочленения Приазовского мегаблока со Складчатым Донбассом, ограничена субпараллельными разломами среди образований верхнетокмакской толщи (рис. 1). Зеленогайская 3С занимает площадь около 5,1 км<sup>2</sup> при ширине от 400 м до 1 000 м и длине 6 км. Ориентирована в северо-западном направлении. Мощность толщи составляет около 500 м [2]. Наиболее представительные фрагменты разреза Зеленогайской 3С вскрыты скважинами 1392А и 1393А в северо-восточной части грабена (рис. 1). Этими скважинами вскрыта толща ритмичного строения, в которой выделяются трехкомпонентные и двухкомпонентные ритмы (рис. 2) [2]. Нижними членами являются плагиогнейсы, средними – кристаллические сланцы, верхними – амфиболиты.



Рис. 2. Схематические колонки скважин Павловской (С-213, С-214, С-215) и Зеленогайской (С1392А, 1393А) ЗС [2]. Павловская ЗС: 1 – амфиболит рассланцованный; 2 – мигматит; 3 – дайка габбро; 4 – микрогнейс амфибол-биотитовый; 5 – метаандезит. Зеленогайская ЗС: (метадацит-андезит-базальтовая формация): 6 – плагиогнейсы (а – биотитовые, б – роговообманково-биотитовые); 7 – кристаллосланцы (а – роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые, б – биотитовые, в – роговообманковые); 8 – амфиболиты (а – равномернозернистые, б – гломмеро- и порфиробластические); 9 – точки отбора образцов и их номера

#### Результаты геохимических исследований

Павловская ЗС. Амфиболиты и сланцы метатолеитовой и известково-сланцевой формаций Павловской 3С по химическому составу (SiO<sub>2</sub> – 48,75-51,10%; Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 2,90-5,95%), Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1,59-7,55%) относятся к основным породам нормального ряда, натриевой и калиево-натриевой серий. Низкомагнезиальные (#mg 0,43-0,53). На диаграмме AFM фигуративные точки амфиболитов Павловской 3С расположены в поле толеитовой серии и образуют тренд в сторону вершины FeO. Снизу вверх по разрезу толеитовой формации увеличивается железистость и титанистость метабазитов и уменьшается глиноземистость. На тройной диаграмме Дженсена (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO<sub>tot</sub>+TiO<sub>2</sub>-MgO) точки метабазитов метатолеитовой формации расположены в поле высокожелезистых толеитов, а известковосланцевой – в поле толеитовых андезитов. Последние отличаются повышенным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16,60-17,80%). Амфиболиты нижней части разреза метатолеитовой формации обеднены легкими РЗЭ – ((La/Yb)<sub>N</sub> = 0,34. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti и положительные Sr и Eu, что может свидетельствовать о дифференциации расплава в промежуточном магматическом источнике. Амфиболиты верхней части разреза метатолеитовой формации отличаются от амфиболитов нижней части разреза большим содержанием РЗЭ (SREE=57,6 ppm). РЗЭ этих амфиболитов слабо дифференцированные – ((La/Yb)<sub>N</sub> = 0.94). Амфиболиты нижней части метатолеитовой формации Павловской ЗС близки по составу к толеитовым базальтам типа TH1, а из ее верхней части – сходны с составом ТН2. Амфиболиты известково-сланцевой формации имеют низкое содержание РЗЭ (36,4 ppm) и обеднены легкими РЗЭ – ((La/Yb)<sub>N</sub> = 0,69). Амфиболиты метатолеитовой и известково-сланцевой формаций Павловской ЗКС не контаминированы коровым веществом (Nb/La)<sub>N</sub> = 0,76-1,72, имеют положительные значения ΔNb = +0,03÷0,43, что указывает на их формирование из плюмового магматического источника [3].

Зеленогайская 3С. Среди вулканитов Зеленогайской 3С выделяются породы основного, среднего и кислого составов. По химическому составу амфиболиты Зеленогайской 3С (SiO<sub>2</sub> – 47,04-52,60%; Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 3,35-5,30%), Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1,90-3,01%) – это основные породы нормального ряда, натриевой и калиево-натриевой серий. Низкомагнезиальные (#mg =0,43-0,53). На диаграмме AFM преобла-

дающая часть точек амфиболитов попадают в поле известково-щелочной серии. На тройной диаграмме Дженсена (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO<sub>tot</sub>+TiO<sub>2</sub>-MgO) они расположены в поле высокожелезистых толеитов. Содержание РЗЭ – (58,69-65,96 ppm). График распределения РЗЭ дифференцированный – ((La/Yb)<sub>N</sub> = 4,38-4,93). По геохимическим характеристикам они сходны с архейскими базальтами типа TH2. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti и положительная Sr. Амфиболиты Зеленогайской 3С имеют положительное значение  $\Delta$ Nb = +0,22÷0,25, что указывает на их формирование из плюмового магматического источника [3].

#### Выводы

Павловская и Зеленогайская зеленокаменные структуры Восточного Приазовья отличаются от зеленокаменных структур Западноприазовского блока отсутствием вулканитов ультраосновного состава и развитием в их разрезе андезитов. Снизу вверх по разрезу в метабазитах метатолеитовой формации Павловской ЗС увеличивается железистость, титанистость, содержание РЗЭ и уменьшается глиноземистость. Метабазиты Зеленогайской ЗС относятся к типу известково-щелочных базальтов. Зеленокаменные структуры Восточного Приазовья формировались, вероятно, над периферической частью плюма.

1. Бородиня Б. В., Князькова І. Л., Іваненко Т. Я., Кисельов В. А. Звіт про геологічне вивчення надр. Геологічне довивчення площ масштабу 1:200 000 південних половин аркушів L-37-II (Донецьк), L-37-III (Іловайськ) в межах України та аркушів L-37-VIII (Маріуполь) і L-37-IX (Таганрог) в межах України за виліком акваторії Азовського моря (Східноприазовська площа). Фонди Приазовської КГЕ, 2007 р.

2. Стрекозов С. Н., Груба В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые Павловской площади Восточного Приазовья. Отчет Павловского ГСО о результатах глубинного геологического картирования м-ба 1 : 50 000, проведенного в 1989-1993 гг. Листы L-37-3-B-г, -3-Г-в, -15-А-б, -15-Б-а, б. Волноваха, 1993.

3. Condie K. C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. V. 79. P. 491-504.

*Артеменко Геннадий Владимирович*, доктор геологических наук, профессор, заведующий отделом геологии и хроностратиграфии докембрия ИГМР им. Н.П. Семененка НАН Украины, Киев

#### Оценка параметров кристаллизации и редкоэлементного состава интерстициального расплава в расслоенном комплексе Восточно-Панского массива

© <u>А. М. Асавин</u><sup>1</sup>, А. А. Горбунов<sup>2</sup>, М. О. Аносова<sup>1</sup>, И. В. Векслер<sup>2</sup> <sup>1</sup>ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, aalex06@inbox.ru <sup>2</sup>Пермский государственный национальный университет, Пермь, Россия, art.gor.psu@ya.ru

Методом LA-ICP определены содержания редких элементов в плагиоклазах из ритмической расслоенной толци Восточно-Панского малосульфидного платинового месторождения (Кольский полуостров). Используя опубликованные модельные составы метеринских расплавов для месторождений подобного типа (Бушвельд), проведены оценки коэффициентов величин распределения для плагиоклаза редкоземельных элементов Sr, Ba. На основе этих оценок и известных геотермометров и оксометров рассчитаны вариации фугитивности кислорода и температуры при кристаллизации плагиоклаза в верхних и нижних частях ритма. Показано, что фугитивность кислорода менялась значительно вкрест линии кислородных буферов. Состав интерстициального расплава имеет определенные жесткие ограничения на содержания TR, Sr, Ba.

Ключевые слова: магматическая расслоенность, платиновые месторождения, Панско-Федоровский массив

#### Estimation of the Crystallization Conditions and Rare Element Composition of Melt of Eastern Pansky Massif – the Stratified Complex

<u>A. M. Asavin</u><sup>1</sup>, A. A. Gorbunov<sup>2</sup>, M. O. Anosova<sup>1</sup>, I. V. Veksler<sup>2</sup> <sup>1</sup>Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow, Russia, aalex06@inbox.ru <sup>2</sup>Perm State National University, Perm, Russia, art.gor.psu@ya.ru

The LA-ICP method was used to determine the contents of trace elements in plagioclases from the layered mafic-ultramafic strata of the East Pansky massif low-sulfidic type of platinum deposit. Using the published model compositions of the parent melts for such type of deposits (Bushveld), we estimated values of coefficients distribution TR, Sr, Ba between plagioclase and interstitial melts. Based on these estimates and known geothermometers and oxometers, variations in oxygen fugacity and temperature during the crystallization of plagioclase in the upper and lower parts of the strata are calculated. It was shown that the fugacity of oxygen changed significantly across the line of oxygen buffers. The composition of the interstitial melt has certain strict limitations on the contents of TR, Sr, Ba.

Keywords: magmatic layered; PGE deposit, Fedoro-Pansky deposit

One of the most important questions of the genesis of layering intrusion is the evolution of the composition of the melt in the magmatic chamber from the initial stage to the end evolution stage, when interstitial melt appears, which stay in equilibrium with cumulus association into layered complexes. There are a number of evolutionary models of the macronutrient composition of the parent melt and they are quite detailed. However, there is no clarity in the behavior of trace elements [1-4]. The difficulty of solving this problem is that, although we are well know the way of crystallization of the parent melts in the basaltic system, and we have the model compositions of parent melts (compositions of quenching rocks, dike complexes, melt inclusions into the minerals), we cannot adequately estimate the change of the interstitial melt composition time from point of view of trace elements fractionation.

Based on existing models of the basic and ultrabasic layered complexes genesis, we can calculate the composition of the equilibrium melt on crystallization level 50-40%. Then the simple fractionation model changes to the interaction model of early crystals with interstitial melt, the amount of which gradually decreases to the first percent of the liquid. At the same time, mechanisms of magmatic stratification formation are realized, and models that are more complex must be used to calculate the fractionation of rare elements. It is especially important that at this stage ore zones containing ore sulfides and PGE are formed in layered complexes.

However, at the beginning of the magmatic chamber formation the content of trace elements in the interstitial melt is determined by the distribution of trace elements coefficients between the crystals Pl, Opx, Ol, Cpx and melt (Kp) and variations of this values with changes in temperature and oxygen fugacity during the evolution of the system. Therefore, the estimation the value of Kp and their variation in the array is a rather important problem.

On the example of the ore zone "B" of the East Pansky Massif, we estimated the Kp values of plagioclase in the gabbronorites in the layering magmatic complex. To do this, the data of trace elements content were obtained by the LA-ICP -MS (GEOKHI Vernadsky Institute Moscow). Variations in the macro-composition were investigated on a microprobe. The general scheme of sampling is presented in Fig.1.



Fig. 1. Location samples in layered strata

The ore horizons are located to the border of rhythms. Rhythm begins with melanocratic gabbronorite and ends with lecocratic gabbro to anorthosite. On the right side of the Fig. 1 the variation of plagioclase composition in the rock is drawn. It can be seen that for each part of the rhythm a wide interval of anorthite content in various grains of plagioclase is observed. This proves that within the same rock there are both early plagioclases of cumulus and later plagioclase generation, which equilibrium with the differentiated composition of the portions interstitial melts. Thus, the changes in the plagioclase composition from the lower part of the rhythm to the upper one is comparable with the variations in composition within the same layer.

A similar picture can be observed with respect to the distribution of trace elements in plagioclase. Figure 2 shows an almost linear trend of changes in Ce-La content in plagioclase, it is seen that the lowest levels correspond to the upper parts of the rhythm (lecocratic gabbro and anorthosites) and the highest lower parts – melanocratic gabbronorites.



Fig.2 Trace elements distribution in plagioclase (ppm)

A separate trend is formed by plagioclases from trachytoid gabbronorites (one of the earliest cumulus rocks of the lower parts of the rhythm). They also have an elevated barium content. The trend of Sr-Ba is similar to La-Ce, although it is less pronounced.

To calculate Kp, it is necessary to know the content of a trace element in an equilibrium melt. As a first approximation, we took data on the composition of melts micro inclusions in the plagioclase of the Bushveld Massif [3] and the compositions of the primary melts model of Bushveld [4]. There are other studies of the

evaluation of the primary magmas compositions, but they do not have such a complete spectrum of trace elements contents. There are no publications on this topic for the Fedorovo-Pansky massif. There is a recent work [6] in which the averaged contents of the rocks are given. These contents may be considered close to the initial composition of the primary magma.

Ofcourse, these assumptions are very approximate, but this hypothesis is possible to obtain a qualitative picture of the Kp variations. Figure 3 presents data on the distribution of trace elements in primary magmas.

Calculation of the Kp of plagioclase was carried out for Sr, Ba, La, Ce, Eu. The control of the Kp value was carried out according to [7-9] geothermometers. Figure 4 shows the result of the temperature calculations for the Sr geothermometer. We calculated the temperature interval by geothermometers about 150-200 degree C [7-8]. In general, the variations of Kp Sr are not significant, since the decrease by T factor is compensated by a change in the composition of the plagioclase. The level of concentrations of Ba, La, in model primary melts does not allow calculating the temperature.

The La content in the model melts is about an order of magnitude higher than the content at which real Kp and the corresponding equilibrium temperatures can be obtained. The same fact is observed for Ce, Ba. The calculated temperatures make it possible to evaluate the fugacity of oxygen (log ( $f_{02}$ )) during rock crystallization. Figure 5 shows log ( $f_{02}$ ) calculations for two geothermometers [7, 10]. It can be seen from the figure (Fig. 5 B) that although there is a systematic difference in calculations, most of the points are near the 1:1 line and slightly higher. This indicates a certain reliability of the obtained data. It is interesting that basically in the redistribution of each group of rocks log ( $f_{02}$ ) varies not in the line of some oxygen buffer, but with a significant change in the oxygen regime with a slight change in temperature (line on Fig. 5. A).

**Conclusions.** The estimation of Kp values in layered complexes of the East Pansky Massif showed that there are certain limitations of the interstitial melt composition with respect to trace elements. The melt should contain very low concentration (10-50 ppm) of Ba, tens ppm of TR (La, Ce, Nd) and should be characterized by a negative europium anomaly. There are relatively low Sr concentrations, about 300 ppm and less. This indicates the high values of Kp (> 1) and it's significant role in the fractionation of plagioclase.



Рис.3 Trace elements and chondrite normalize TR distribution in parent magma (ppm) [4-5]



Fig.4. A – Relationship concentration (ppm) Sr in parent liquid (Srv) and plagioclase (Sr). B – Correlation between T calculate by [7] x axis and by [8] y – axis.



Fig. 5. A – Function  $log(f_{02})$  in depend of T according calculation by [7]. B – Relationship between  $log(f_{02})$  calculated by different geothermometers [7] and [10]. Dot-line on Fig show trends into the single unit rock set.

This work were supported by RSF grant No. 14-17-00200 during 2014-2016

1. Tribuzio R., Tiepolo M., Vannucci R., Bottazzi P. Trace element distribution within olivine-bearing gabbros from the Northern Apennine ophiolites (Italy): evidence for post-cumulus crystallization in MORB-type gabbroic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 134, N 2-3. P.123-133.

2. Wilson A.H., Lee C.A., Brown R.T. Geochemistry of the Merensky reef, Rustenburg Section, Bushveld Complex: controls on the silicate framework and distribution of trace elements // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. P. 657-672.

3. Cawthorn R.G. Cr and Sr: Keys to parental magmas and processes in the Bushveld Complex, South Africa // Lithos. 2007. V. 95, N 3. P. 381-398.

4. Wilson A.H. A chill sequence to the Bushveld Complex: insight into the first stage of emplacement and implications for the parental magmas // Journal of Petrology. 2012. V. 53, N 6. P. 1123-1168.

5. Cawthorn R.G. Models for incompatible trace-element abundances in cumulus minerals and their application to plagioclase and pyroxenes in the Bushveld Complex // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123, N 1. P. 109-115.

6. Groshev N.U. Platinum-bearing Fedorovo-Tundra massif (Fedorovo-Pansky stratified complex, Kola Peninsula) – new petrochemical and geochemical data // Bulletin of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences. 2011. P. 17-30.

7. Sun C.-O., Williams R.J., Sun S.-S. Distribution coefficients of Eu and Sr for plagioclase-liquid and clinopyroxene-liquid equilibria in oceanic ridge basalt; an experimental study // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1974. V.38, N 9. P. 1415-1433.

8. Tepley F.J., Lundstrom C.C., McDonough W.F., Thompson A. Trace element partitioning between high-An plagioclase and basaltic to basaltic andesite melt at 1 atmosphere pressure // Lithos. 2010. V. 118, N 1. P. 82-94.

9. Bédard J.H. Trace element partitioning in plagioclase feldspar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70, N 14. P. 3717-3742.

10. Drake M.J. The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1975. V. 39, N 1. P. 55-64.

Асавин Алексей Михайлович, научный сотрудник ГЕОХИ РАН, Москва

#### Гранатсодержащие гипербазитовые включения и гранатовые мегакристы в щелочных базальтоидах Шаварын-Царам (Монголия): минералогия и геохимия REE

© <u>А. В. Асеева</u>, А. А. Чащин, С. В. Высоцкий, А. А. Карабцов, Н. В. Зарубина Дальневосточный геологический институт, Владивосток, Россия, aseeva@fegi.ru

Авторами изучена коллекция включений (минералов мегакристовой ассоциации и ассоциации ультраосновных включений) из щелочных базальтоидов вулкана Шаварын-Царам, Центральная Монголия. Исследованы вещественный состав и структура, особенности геохимии, определены физико-химические параметры кристаллизации минералов включений. Исследования REE показали, что минералы из гипербазитовых включений и мегакристов в щелочных базальтах имеют много сходных черт. Вероятно, они являются разными фазами кристаллизации глубинного щелочноультраосновного комплекса. Ключевые слова: щелочные базальты, мегакристы, гипербазитовые включения, гранат, клинопироксен, REE

#### Garnet Megacrysts and Garnet-Bearing Ultrabasic Inclusions in Alkali Basalt of Shavarin Tsaram (Mongolia): Mineralogy and REE Evidance

<u>A. V. Aseeva</u>, A. A. Chashchin, S. V. Vysotskiy, A. A. Karabtsov, N. V. Zarubina Far East Geological Institute, Vladivostok, Russia, aseeva@fegi.ru

Based on trace element geochemistry, composition features and structure of megacrysts and deep-seated inclusions from alkali basalts of the Shavaryn-Tsaram paleovolcano (Central Mongolia), it has proved that ultrabasic inclusions and megacrysts are multi-level crystallization products of unified deep alkaline ultrabasic complex.

Keywords: alkali basalts, megacrysts, ultrabasic inclusions, garnet, clinopyroxene, REE

**Введение.** Присутствие базит-гипербазитовых включений – характерная особенность щелочных базальтов. Такие включения обнаруживаются в вулканических комплексах, где присутствуют жерловые и/или пирокластические фации. Иногда эти насыщенные включениями породы содержат крупные (первые сантиметры) мономинеральные образования – мегакристы. Глубинные включения, как и мегакристы, неравновесны вмещающим их вулканитам и несут следы растворения и оплавления. Генезис их проблематичен.

Геологическое положение объекта. Авторами изучена коллекция включений (минералов мегакристовой ассоциации и ассоциации глубинных включений) из щелочных базальтоидов вулкана Шаварын-Царам, Центральная Монголия. Паловулкан расположен в южном борту Тэрхин-Цаганнурской депрессии (Хангайское нагорье), на водоразделе рек Ангархай и Шаварын-гол. Извержения вулкана носили преимущественно эксплозивный характер [2], о чем свидетельствует большая мощность пирокластических отложений. Лавы вулкана относятся к нефелиновым и лейцитовым базанитам [4]. Возраст их составляет 0,54-0,42 млн лет [1]. Щелочные базальтоиды и пирокластика палеовулкана насыщены мегакристаллами клинопироксена, граната, К-Na полевых шпатов, циркона и корунда, а так же фрагментами гипербазитовых включений (в том числе гранатсодержащими). Объектом исследования стали мегакристаллы граната, клинопироксена, их сростки и гранатсодержащие ультрамафиты.

#### Результаты исследования

**Включения гипербазитов**. Гранатсодержащие включения ультрабазитов отобраны из пирокластических отложений постройки Шаварын-Царам. Они представлены крупными (1-20 см) обломками округлой или уплощенной формы, окруженной реакционной каймой. Включения представляют собой слабо сцементированный агрегат, сложенный изометричными зернами клинопироксена в ассоциации с оливином, ортопироксеном, шпинелью и гранатом. Минералы присутствуют в различных количественных соотношениях, образуя ряд от перидотита до пироксенита, причем, иногда в пределах одного образца можно наблюдать переход от, например, лерцолита к клинопироксениту. Среди включений преобладают лерцолиты, но встречаются и включения шпинелевых, шпинель-гранатовых, гранатовых, флогопитовых лерцолитов, вебстеритов и пироксенитов. Авторами изучены минералы гранатовых и гранат-шпинелевых лерцолитов, гранат-шпинелевых вебстеритов и гранатовых верлитов. Эти включения характеризуются близким составом минералов и обладают рядом специфических особенностей. Так, *оливин* здесь магнезиальный (Mg# Fo<sub>80-85</sub>) с крайне низкими, иногда близкими к нулю содержаниями NiO<sub>2</sub> (0.27-0.40%) и MnO (0.33-0.38 вес.%). *Моноклинный пироксен* представлен кристаллами магнезиального (Mg# 82-91) диопсида, которому присущи повышенные концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7.02-8.14 вес.%) и Na<sub>2</sub>O (1.58-2.08 %). *Ромбический пироксен* по химическому составу относится к энстатиту (Mg# 85-89), содержит примесь глинозема (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4.85-6.03%). Шпинель представлена пикотитом и сильно варьирует по содержанию  $Cr_2O_3$  (1.03-27.01%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (49.63-55.13%). Гранаты гипербазитов (рис. 1, Gr-Sp Websterite) образуют средне- и крупнозернистые агрегаты (размер самых крупных зерен достигает 7 мм) красного либо розового цвета. По модальному составу они принадлежат пироп-альмандиновому ряду (Alm 0.122-0.158, Prp 0.715-0.746 Grs 0.086-0.114.). Для них характерна высокая магнезиальность (Mg# 80.89-81.59) и высокие концентрации хрома (4589-1994 ppm). Изученные гранаты Шаварын-Царам по модальному составу очень близки аналогичным минералам из включений в щелочных базальтоидах Вьетнама и Восточного Китая (рис.1 Ultrabasite field). С помощью гранат-пироксеновых [7; 9] и двупироксенового [8] геотермометров были подсчитаны РТ условия кристаллизации минералов: при давлении 15-20 кбар, температура составила 1050 до 1250 °C.



Рис. 1. Гранаты из различных типов включений вулкана Шаварын-Царам, Монголия

Мегакристы и сростки мегакристов. Мегакристы (крупные мономинеральные образования) в вулканитах Шаварын-Царам представлены преимущественно полевыми шпатами и моноклинным пироксеном. Гранат, ильменит, биотит, флогопит встречаются здесь в подчиненном количестве, корунд – редко. Иногда мегакристы образуют срастания между собой, чаще всего это гранатклинопироксеновые агрегаты. Гранаты мегакристов (и сростков) представлены крупными (до 7 см), изометричными кристаллами оранжево-красного цвета, утратившими, как правило, свои кристаллографические формы. Зачастую зерна минерала трещиноваты и несут следы растворения и/или оплавления (рис. 1, Garnet Megacryst, Grt-Cpx Agregate). Такие микротрещины и ослабленные зоны содержат минералы вторичной ассоциации (К-Na ПШ, амфибол и др.) и вулканическое стекло, появление которых можно объяснить привносом щелочей и воды при твердофазном разложении граната флюидом, отделившимся от базальтового расплава [6]. Изученные мегакристы граната относятся к пиропальмандиновому ряду (Alm 0.111-0.138, Prp 0.569-0.618, Grs 0.246-0.291). Однако в отличие от гранатов гиперебазитов они менее магнезиальны (Мg# 64.39-66.76), концентрация хрома в них на два порядка меньше (16-49 ppm). Наблюдаемое отличие, по-видимому, связано с P-T условиями кристаллизации минералов, а именно, более хромовые гранаты гипербазитов образовались на больших глубинах. Сравнение мегакристов граната Шаварын-Царам с аналогичными минералами из щелочных базальтоидов Вьетнама и Восточного Китая показало отсутствие значимых различий между ними (поле Megacrysts, рис. 1). Клинопироксены мегакристовой ассоциации обычно встречаются в виде фрагментов крупных кристаллов размером 1-5 см. По химическому составу они относятся к титан-авгитам (TiO<sub>2</sub> 1.65-2.0%). Наиболее заметной чертой химизма мегакристов клинопироксена является их повышенная глиноземистость и натровость (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 9.54-9.76%, NaO<sub>2</sub> 2.17-2.41%). По гранатпироксеновым термометрам [7; 9], а также результатам экспериментального моделирования [6] кристаллизация их происходила при температуре 1300-1350°С и давлении более 10 кбар.

#### Геохимия глубинных включений в щелочных базальтоидах

Предварительное изучение геохимии микроэлементов в гранатах из различных включений гипербазитов показало, что они имеют близкие значения содержания REE. По абсолютным содержаниям и характеру распределения редкоземельных элементов (рис. 2) *гранаты гипербазитов* заметно обогащены HREE по отношению к LREE, благодаря чему их спектры имеют положительный наклон в области тяжелых лантаноидов ((La/Yb)<sub>n</sub> = 0.19-0.26 ppm). В тоже время, содержания в них LREE относительно примитивной мантии повышенны, а спектры распределения REE имеют слабый положительный наклон ((La/Sm)<sub>n</sub> =0.52-1.44 ppm) в области LREE. Это в целом не характерно для «гранатового» типа фракционирования лантаноидов. Содержания Ва (75-76 ppm) и Sr (11-19 ppm) повышены. *Гранаты мегакристов* близки по конфигурации спектров к гранатам из гипербазитов, хотя уровень содержания средних лантаноидов в них заметно выше (рис. 2).

Концентрации Ва (95-49 ppm) и Sr (11-19 ppm) повышены. От приведенных для сравнения мегакристов гранатов из щелочных базальтоидов Китая гранаты вулкана Шаварын-Царам отличаются более высокими концентрациями LREE, а гранатовые мегакристы Вьетнама имеют идентичный характер распределения и уровень содержания лантаноидов.



Рис. 2. Распределение REE элементов в гранатах и пироксенах включений в щелочных базальтоидах

Клинопироксены из гипербазитов имеют повышенные содержания всех редких элементов относительно примитивной мантии. Как видно на рис. 2, легкая и средняя часть спектров распределения REE этих клинопироксенов имеет довольно "плоскую" форму, тогда как в области тяжелых лантаноидов наблюдается слабый отрицательный наклон ((La/Yb)<sub>n</sub> = 2.51-4.09; (Sm/Yb)<sub>n</sub> =2.07-4.63). *Клинопироксены гипербазитов* в отличие от мегакристов клинопироксена имеют более высокие содержания средних и в какой то мере легких лантаноидов, тогда как концентрации тяжелых в них близки ((La/Yb)<sub>n</sub> =2.43-5.21 (Sm/Yb)<sub>n</sub> =3.97-10.27). Вероятно, что наблюдаемые аномально высокие содержания легких лантаноидов и некоторых других несовместимых примесей (Ba, Rb, Sr) в изученных гранатах обусловлены влиянием флюида, связанного с базальтовым расплавом.

#### Выводы

1. Гранатсодержащие включения гипербазитов, гранатовые мегакристы и их сростки с клинопироксеном неравновесны по отношению к вмещающим вулканитам. Среди ксенолитов встречаются образцы с явными признаками метасоматических изменений (распад твердых растворов в гранатах и пироксенах, частичное плавление). Такие ксенолиты отличаются повышенным содержанием REE и крупноионных литофилов.

2. Минералы гипербазитовых включений формировались при давлении 15-20 кбар, и температуре 1050-1250. Минералы мегакристовой ассоциации образовались при более высоких температурах (1300-1350°С), но при меньших давлениях (Р ~10 кбар).

3. Обломки гипербазитов и мегакристы являются, по-видимому, родственными, но разноуровневыми продуктами кристаллизации глубинного щелочноультраосновного комплекса, формирование которого протекало в последние 15.5 млн лет и сопровождалось периодическим вспышками вулканизма.

1. О сохранности радиогенного аргона в мантийных слюдах in situ: датирование глубинных включений палеовулкана Шаварын-Царам / С. В. Высоцкий [и др.] // Доклады РАН. 2011. Т. 440, № 5. С. 674-677.

2. Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геол. экспедиции. Вып. 46. М.: Наука, 1990. 271 с.

3. Изох А. Э. Условия образования сапфира и циркона в областях щелочно-базальтоидного вулканизма Вьетнама // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 925-943.

4. Детальные минералого-геохимические исследования крупного ксенолита шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын-Царам / Ф. П. Леснов [и др.] // Геохимия. 2009. № 1. С. 21-44.

5. Минералы Монголии / под ред. М. И. Новгородовой. М., 2006. 352 с.

6. Transformation of Garnet Megacrysts Captured by Alkali Mafic Magma / A. V. Aseeva et al. // Russian Journal of Pacific Geology. 2014. V. 8, N 2. P. 116-125.

7. Krogh R. E. The garnet-clinopyroxene  $Fe^{2+}$ -Mg geothermometer: an updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 211-219.

8. Lindsley D. H. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part I. Theory / D. H. Lindsley, B. R. Frost // Am. Mineralogist. V. 77, № 9. P. 987-1003.

9. Nakamura D. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. P. 495-508.

10. Xiao Senhong. REE Abandances in Megecrysts and Host Basalts: REE Behavior of Magma // Chinese Journal of Geochemestry. 1991. V. 10, N 1. P. 11-20.

Асеева Анна Валерьевна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

#### Малосульфидные платинометальные рудопроявления северо-запада Восточно-Саянской платино-никеленосной провинции как аналог платинометальных месторождений комплекса Портимо (Финляндия)

#### © <u>Н. А. Бабинцев</u>, А. И. Чернышов

Томский государственный университет, Томск, Россия, aich@ggf.tsu.ru

По результатам последних исследований установлены высокие перспективы обнаружения промышленно значимого малосульфидного платинометального оруденения в мафит-ультрамафитовых комплексах северо-запада Восточного Саяна. Цель данного исследования – сравнительный анализ изученных объектов с известными платинометальными месторождениями мира для установления объекта-аналога. По совокупности признаков месторождение Контиярви (комплекс Портимо, Финляндия) обладает схожими характеристиками с изученными объектами. Для него характерны близкий петрографический состав и геохимические параметры рудовмещающих комплексов и руд, схожие тип рудной минерализации, структурные особенности рудоносных мафит-ультрамафитовых массивов и рудных тел. По аналогии с объектами комплекса Портимо мо на изученной территории прогнозируется обнаружение ряда платинометальных месторождений.

Ключевые слова: ультрамафиты, дуниты, перидотиты, пикриты, платина, палладий, ЭПГ, малосульфидные платинометальные месторождения, зеленокаменный пояс, Канская глыба

#### Low-sulfidic PGE Deposits from North-West of East-Sayan Platinum-Nickel Province as an Analogue of PGE Deposits of Portimo Complex (Finland)

#### <u>N. A. Babintsev</u>, A. I. Chernyshov

Tomsk State University, Tomsk, Russia, aich@ggf.tsu.ru

According to recent research, mafic-ultramfic complexes of the north-west of East Sayan are perspective on detection lowsulfidic PGE deposits. The aim of this research was comparing studied object with known PGE deposits to find its object-analogue. By combination of features Kontijatvi deposit (Portimo complex, Finland) characterized with similar parameters. It has resembling petrographic and geochemical composition, type of mineralization, structure of ore-bearing mafic-ultramafic massifs and ore bodies. By analogy with Portimo complex objects on the studied territory expected foundation of multiple PGE-deposits.

Keywords: ultramafites, dunite, peridotite, picrite, platinum, palladium, PGE, low-sulfidic PGE deposits, greenstone belt, Kansk block

В 2013-2015 гг. в северо-западной части Восточно-Саянской платино-никеленосной провинции специалистами ГПКК «КНИИГиМС» при участии авторов проводились поисковые работы на сульфидные Cu-Ni руды в пределах Кулибинского ПРУ (потенциального рудного узла). В ходе работ в пределах изучаемой территории были выявлены малосульфидные платинометальные рудопроявления, ранее не известные в пределах поисковой площади и смежных с ней территорий. По комплексу признаков наиболее близким аналогом рудопроявлений Кулибинского ПРУ являются малосульфидные платинометальные месторождения комплекса Портимо (Финляндия) и, в частности, месторождения Контиярви и Ахмаваара. По аналогии с этими месторождениями, в пределах Кулибинской площади ожидаются средние по масштабам месторождения руд платиноидов.

#### Краткая геологическая характеристика Кулибинского ПРУ

Канская глыба характеризуется сложным блоково-чешуйчато-надвиговым строением и сложена интенсивно тектонизированными амфиболито-гнейсовыми толщами, для которых характерны минеральные ассоциации зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [1, 2]. В Канской глыбе выделены Идарский и Канский зеленокаменные пояса, в пределах которых значительным распространением пользуются мелкие тела ультрамафитов [3]. Ультрамафиты данных зеленокаменных поясов объединены в кингашский магматический дунит-верлит-пикритовый и идарский реститовый дунит-гарцбургитовый комплексы [3], с первым из них связано платино-медно-никелевое оруденение.

Кулибинская площадь, в пределах которой выявлены описываемые далее платинометальные проявления, является Кирельским фрагментом Канского зеленокаменного пояса [1, 2]. Территория, в пределах которой выявлены рудопроявления, сложена моноклинально залегающими раннепротерозойскими гнейсо-ортосланцево-амфиболитовыми толщами, вмещающими субсогласные пластобразные, линзовидные и реже чашеобразные тела кингашского комплекса мафит-ультрамафитового состава. Мощности мафит-ультрамафитовых тел относительно малы – 50-100 м, редко – до первых сотен метров. Их состав варьирует в широких пределах – от габброидов до дунитов и высокомагнезиальных пикритов [4], отмечаются как монопородные, так и дифференцированные от мафитов до ультрамафитов тела. Петрографическое и петрохимическое разнообразие в пределах одного тела характерно для наименее раскристализованных разностей. В породах кингашского комплекса отмечается магматическая и эпимагматическая сульфидная вкрапленность, которая редко превышает 5-10 об.%.

Сравнительная характеристика рудопроявлений Кулибинского ПРУ и месторождения Контиярви

По комплексу признаков, наиболее близким аналогом рудопроявлений Кулибинской площади являются малосульфидные платнометальные месторождения комплекса Портимо (Финляндия) и, в частности, месторождение Контиярви [4, 5]. В месторождениях комплекса Портимо выделяются расслоенная и «маргинальная» серии. Расслоенная серия представляет собой типичный для расслоенных интрузий габброидов разрез. В «маргинальной» серии в разрезе отмечается значительное количество ультрамафитов и отсутствие классической дифференцированности: переслаивание разностей либо незакономерное, либо от ультрамафитов к мафитам вниз по разрезу. Платинометальная рудоносность интрузий комплекса Портимо связана с породами «маргинальной» серии и мафит-ультрамафитовые интрузии Кулибинского ПРУ являются аналогами этих образований. Схематичные разрезы рудоносных толщ обоих объектов приведены на рис. 1.

Рама рудоносных магматических тел. Тела рудоносных интрузий Кулибинского ПРУ вмещаются раннепротерозойскими апобазитовыми амфиболитами и зелёными сланцами, а так же плагиогнейсами. Вмещающая толща месторождения Контиярви представлена архейскими гранитогнейсами и раннепротерозойскими метабазальтами.

Петрографический состав рудоносных магматических тел. Рудоносные тела Кулибинского ПРУ сложены дунитами, перидотитами, пикритами, пироксенитами и габброидами, месторождения Контиярви – перидотитами, пироксенитами и габброидами.



Рис. 1. Схематичные разрезы рудоносных толщ Кулибинского ПРУ и месторождения Контиярви [5], соспоставление разрезов по эталонным скважинам Кулибинского ПРУ (С-15/62) и месторождения Контиярви (КОЈ-386) [5] Форма рудоносных магматических тел. Мафитультрамафитовые магматические тела в пределах Кулибинского ПРУ слагают силлы, лопполиты и дайки, так же, как и интрузии комплекса Портимо.

Основной тип рудной минерализации. В Кулибинском ПРУ – вкрапленный малосульфидный палладиевый, где среди сульфидов преобладают пирротин, халькопирит и пирит. В месторождении Контиярви – вкрапленный малосульфидный платино-палладиевый (с резким преобладанием Pd). Среди сульфидов преобладают пирротин, халькопирит и пентландит. Количество сульфидов варьирует и участками существенно выше средних значений по рудному телу. В связи с этим, в отдельных фрагментах рудных тел месторождения Контиярви отмечаются концентрации Си и Ni до 0,1%, Кулибинского ПРУ – Ni до 0,1%.

Морфология рудных тел. Залежи вкрапленных сульфидно-платинометальных руд линзовидные и сложных форм на обоих месторождениях. Рудные тела выделяются только по результатам опробования.

Положение оруденения в разрезе магматических тел. Повышенные концентрации ЭПГ обнаруживаются в зоне перехода от ультрамафитовой к мафитовой сериям: нижние части ультрамафитовой серии и мафиты вблизи контакта с ними (рис. 2). В Кулибинском ПРУ – в метапикритах и меланокра-

товых базитах, в месторождениях комплекса Портимо – в перидотитах, пироксенитах и меланогаббро вблизи контакта с ними. Вниз по разрезу ультрамафитовой части – увеличение концентраций ЭПГ, в мафитах по мере удаления от границы ультрамафитовой серии – постепенное снижение концентраций.

Концентрации основных рудных компонентов в рудоносных зонах. В Кулибинском ПРУ: Cu ~ 0,01 % Ni ~ 0,05 % Pt <0,02 г/т Pd – 0,4 – 1 г/т; в месторождении Контиярви: Cu – 0,095 % Ni – 0,04 % Pt – 0,25 г/т Pd – 0,9 г/т. Соотношение Pd/Pt в рудных телах Кулибинского ПРУ 5-20, в рудных телах месторождения Контиярви 2,6-6,7, в рудных телах месторождения Ахмаваара (смежное с Контиярви) – 6,2-10,3.

Попутное оруденение в магматических телах и вмещающей толще. Для месторождения Контиярви характерны «офсетные руды»: мелкие дайки базитов и гранитоидов, с которыми связана Cu-Pd сульфидная минерализация, в том числе на удалении от рудоносных магматических тел в вмещающих их метаморфитах. На отдельных участках месторождения основное рудное тело выходит из пород «маргинальной» серии во вмещающие метаморфиты, образуюя специфическую Cu-Pd залежь в виде рассеянной сульфидно-платинометальной вкрапленности в гранитогнейсах и метабазальтах. В пределах Кулибинского ПРУ как аналог подобных образований можно отметить дайки гранитоидов и долеритов, с которыми связаны ореолы сульфидизированных метасоматитов на контактах с метабазальтами вмещающей толщи. Такие метасоматиты несут разнообразную сульфидно-оксидную минерализацию, количество рудных минералов может достигать 50 об. %. В них отмечаются повышенные концентрации Cu (до 0,2 %) и Pd (до 0,4 г/т). Так же на удалении до 50 м от рудоносных интрузий, в метабазальтах Кулибинского ПРУ по результатам опробования выделены интервалы с содержаниями Pd до 0,9 г/т, приуроченные к участкам рассеянной халькопирит-пиритовой минерализации.

#### Заключение

Малосульфидная платинометальная (существенно палладиевая) минерализация в мафитультрамафитовых телах Кулибинского ПРУ изучена слабо и не имеет аналогов на территории Центральной Сибири: в регионе платинометальная рудоносность связана с умеренно-, густовкрапленными и сливными сульфидными рудами, а малосульфидные месторождения Норильского района имеют ряд существенных отличий от описанных объектов Кулибинского ПРУ. Как показано в данной работе, по ключевым параметрам рудоносные образования Кулибинского ПРУ схожи с платинометальными месторождениями комплекса Портимо (Финляндия). По комплексу признаков, включая масштабы рудовмещающих тел, аналогом исследуемого Кулибинского ПРУ можно принять месторождение Контиярви, запасы которого составили 75,25 т Pd+Pt. По аналогии, в пределах Кулибинского ПРУ ожидается среднее по запасам месторождение палладия.

1. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присаянье) / А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, Е. В. Бибикова, В. А. Пономарчук // Геология и геофизика. 2001. Т.42, № 7. С. 1058-1078.

 Метаосадочные-вулканогенные и интрузивные комплексы Идарского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) / А. Д. Ножкин [и др.] // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы всероссийской науч. конф. Вып. 5. Т. 1. Томск, 2005. С. 356-384.

3. Чернышов А. И., Ножкин А. Д., Мишенина М. А. Петрогеохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. 2010. № 2. С. 126-150.

4. Чернышов А. И., Бабинцев Н. А., Ворошилов В. Г. Петрографические и минералогические особенности ультрамафитов Кирельского фрагмента Канского зеленокаменного пояса (СЗ Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. 2017. Т. 328, № 1. С. 75-88.

5. Iljina M., Maier W. D., Karinen T. PGE-(Cu-Ni) deposits of the Tornio-Narankavaara belt of intrusions (Portimo, Penikat, and Koillismaa) // Maier W.D., Lahtinen R., O'Brien H. (eds). Mineral deposits of Finland. Amsterdam: Elsevier, 2015. P. 133-164.

6. Rasilainen K., Eilu P., Halkoaho T., Iljina M., Karinen T. Quantitative mineral resource assessment of platinum, palladium, gold, nickel and copper in undiscovered PGE deposits in mafic-ultramafic layered intrusion in Finland. Espoo, Geological survey of Finland, 2010. 69 p.

Бабинцев Никита Анатольевич, аспирант Национального исследовательского Томского государственного университета

#### Роль анортозитов в образовании FE-Ti-P оруденения

© *Р. А. Бадмацыренова* Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, brose@gin.bscnet.ru Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

В работе приводятся материалы по вещественному составу Арсентьевского месторождения апатит-титаномагнетитовых руд. По условиям локализации, морфологическим признакам и особенностям минерального состава титаномагнетитильменитовое оруденение подразделяется на сингенетическое (вкрапленные руды) и эпигенетическое (массивные руды). Приводятся данные о связи анортозитов и сплошных Fe-Ti-P руд.

Ключевые слова: расслоенные интрузии, анортозиты, руда

#### The Role of Anorthosites in the Genesis of FE-Ti-P Deposits

*R. A. Badmatsyrenova* Geological Institute, Siberian Branch of the RAS, Ulan-Ude, Russia Buraytian State University, Ulan-Ude, Russia

Magmatic rocks containing economic concentrations of iron, titanium, vanadium and phosphorous are commonly associated with massif-type anorthosites and related rocks. Understanding the geochemistry and emplacement mechanisms of ilmenite, magnetite and apatite ore deposits is crucial for exploration, efficient mining operations and ore processing. Fractional crystallization can be combined with crystal sorting and plagioclase buoyancy to produce relative enrichment of dense ore minerals. Silicate liquid immiscibility can segregate conjugate Si-rich and Fe-rich melts, the latter being enriched in Fe-Ti-P.

Keywords: layered intrusion, anorthosite, ore mineralization

Габбро-сиенитовые ассоциации широко распространены в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Они являются вмещающими для ряда полезных ископаемых, и в первую очередь титана [1, 2]. Одним из типичных представителей этой ассоциации является Арсентьевский габбросиенитовый массив, с которым связано титаномагнетит-ильменитовое оруденение. Детальное изучение его позволяет ближе подойти к пониманию взаимосвязи магматических и рудообразующих процессов.

К моностойскому комплексу относятся Арсентьевский, Оронгойский, Зуйский и, возможно, Иройский габбро-сиенитовые массивы, расположенные в хребте Моностой (предгорья хр. Хамар-Дабан юго-западнее г. Улан-Удэ). Арсентьевский массив расположен на юго-восточном склоне хребта Моностой в его центральной части, в 4-5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой, расположенных на левом берегу р. Селенги [3]. В плане он имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 кв. км. Сложен массив породами габброидной и сиенитовой серий. Габброиды слагают его южную часть, а сиениты – северную. Породы первой серии образуют ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов, перидотитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически зональном строении интрузива. Центральная часть его занята анортозитами, окаймленными лейкократовыми габбро и трахитоидными оливиновыми габброидами. Судя по магнитометрической съемке, интрузив продолжается в юго-западном направлении еще на несколько сотен метров. В целом габброидная часть интрузива в разрезе имеет, по-видимому, форму пологой асимметричной воронки с центром, несколько смещенным к югу. Сиениты относятся к более поздним образованиям. В пределах массива широко развиты жилы гранитных пегматитов и габбро-пегматитов, дайки кислых и средних пород.

Петрографические разновидности основных пород Арсентьевского массива, несущие повышенные концентрации титаномагнетита, ильменита, магнетита и, в некоторых случаях, апатита, рассматриваются как комплексные железотитановые и фосфор-железотитановые руды. Они различаются между собой как по условиям локализации, так и по минеральному и химическому составу. С учетом этих признаков нами выделены два типа руд: син- и эпигенетические. По количественному соотношению рудных и силикатных минералов сингенетические представлены вкрапленными и густовкрапленными рудами. По минеральному составу они делятся на титаномагнетит-ильменитовые и апатиттитаномагнетит-ильменитовые. В последних содержание апатита доходит до 10-15 об.%, но они, по сравнению с первыми, имеют подчиненное значение. Главные рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Ряд признаков указывает на более позднюю кристаллизацию оксидно-рудных минералов по сравнению с силикатами и обогащенность летучими компонентами оксидного расплава, в частности фосфором и фтором.

Эпигенетические массивные руды на 70-90 % сложены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Силикаты представлены оливином, плагиоклазом, пироксеном, керсутитом, биотитом. Нередко вокруг плагиоклаза на контакте с магнетитом развита амфиболовая каемка с эмульсиями магнетита и керсутита. В силикатных участках породы встречаются мелкие до 0,1 мм идиоморфные зерна магнетита с игольчатыми структурами распада ильменита, реже сростки магнетита и ильменита с включениями рутила. В массивных рудах часто отмечается появление зерен зеленой шпинели размером до 0,5 мм.

Проблема рудоносности ультраосновных-основных пород содержит в себе два основных вопроса: первый – причина образования рудоносных магм, и второй – условия, способствующие отделению рудного вещества.

По экспериментальным данным, толеитовые расплавы могут достичь очень высоких концентраций суммарного железа (29-31 мас.% FeOt) путем фракционной кристаллизации, но только в равновесии с металлическим железом и при содержании суммы щелочей в расплаве ниже 1 мас.%. Такие составы и условия вряд ли были возможны в магматической камере Арсентьевского массива. Экстремально железистые расплавы могут образовываться также путем жидкостной несмесимости [4, 5].

#### Связь с анортозитами

При образовании сплошных (массивных) титаномагнетит-ильменитовых руд происходит силикатно-силикатная несмесимость, при которой происходит разделение силикатного расплава на две жидкости с разными структурными мотивами. Одна жидкость стремится к бесконечному кремнекислородному каркасу (который может быть сильно "разбавлен" алюминатными комплексами) и полимеризуется. Вторая жидкость, напротив, – стремится избавиться от "лишних" элементов каркаса и деполимеризуется. При этом вторую жидкость заполняют все элементы "неугодные" кремнекислородному каркасу. Это элементы-модификаторы, главным образом, железо. При этом некоторые из "неудобных" для кремнекислородного каркаса элементов могут образовать свой каркас. Например, фосфор или трехвалентное железо. Но в любом случае мы получаем две несмешивающиеся жидкости, которые не смешиваются из-за разных структурных мотивов. При кристаллизации из первой должны получиться анортозиты, а из второй – титаномагнетитовые обособления.

#### Определение температуры и степени закристаллизованности на момент ликвации

Ликвидусная температура определялась с помощью программного комплекса Comagmat (1100°C). Для оценки  $fO_2$  на позднем этапе кристаллизации использовалась программа QUILF, с помощью которой были получены значения  $fO_2$  для равновесия сосуществующих ильменита и магнетита. Величина  $fO_2$  составила -13,88 для 1100°C. Таким образом  $fO_2$  на всем интервале кристаллизации не превышал уровня буферной реакции QFM.

Численное моделирование процесса кристаллизации показало, что ликвация произошла при 60% закристаллизованности расплава.

Ранняя жидкостная несмесимость могла бы объяснить сильное обогащение FeOt кумулатов расслоенной серии.

#### Выводы

По условиям локализации, морфологическим признакам и особенностям минерального состава титаномагнетит-ильменитовое оруденение подразделяется на сингенетическое (вкрапленные руды) и эпигенетическое (массивные руды).

Вкрапленные руды образовались совместно с габброидной расслоенной серией массива при кристаллизации высокотитанистого силикатного расплава. Формирование эпигенетических руд связано с процессами ликвации, возможно, в промежуточной магматической камере и последующей инъекцией рудного расплава в ослабленные зоны застывающего плутона.

1. Бадмацыренова Р. А., Бадмацыренов М. В. Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 806-818.

2. Титаномагнетит-ильменитовое оруденение Арсентьевского габбро-сиенитового массива Западного Забайкалья / Р. А. Бадмацыренова [и др.] // Известия Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1. С. 57-66.

3. Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.

4. Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirtgen R., Dingwell D.B. Liquid Immiscibility and Evolution of Basaltic Magma: Reply to S.A. Morse, A.R. McBirney and A. R. Philpotts // J. Petrol. 2008. V. 49, N 12. P. 2177-2186.

5. Philpotts A.R. Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance // American Journal of Science. 1976. V. 276. P. 1147-1177.

Бадмацыренова Роза Александровна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник ГИ СО РАН, Улан-Удэ

#### О калиевости пикритов Восточной Камчатки

© <u>3. Г. Бадрединов</u><sup>1</sup>, Б. А. Марковский<sup>2</sup>, И. А. Тарарин<sup>1</sup>, В. М. Чубаров<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, badre9@mail.ru

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия,

NRS@vsegei.ru

<sup>3</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, zond@ksnet.ru

Определена природа повышенной калиевости позднемеловых ультраосновных вулканических пород Восточной Камчатки. Ключевые слова: пикриты, К<sub>2</sub>О, жидкостная несмесимость, остаточный расплав.

#### About Potassium Content in Picrites of Eastern Kamchatka

<u>Z. G. Badredinov</u><sup>1</sup>, B. A. Markovsky<sup>2</sup>, I. A. Tararin<sup>1</sup>, V. M. Chubarov<sup>3</sup> <sup>1</sup>Far East Geological Institute of the FEB RAS, Vladivostok, Russia <sup>2</sup>A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia <sup>3</sup>Institute of Volcanology and Seismology of the FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

The nature of increased potassiumin of picrites from Eastern Kamchatka is determined. It was established that the main concentrate of potassium in picrites is volcanic glass. Pikrites with a high potassium content are a residual melt of a fluidized ultrabasic magma.

Keywords: picrites, K<sub>2</sub>O, liquid separation, residual melt

Особенностью позднемелового магматизма Восточной Камчатки является широкое проявление ультраосновного вулканизма, природа которого остается дискуссионной. Наиболее крупные выходы ультраосновных вулканитов (мощностью 300 м), выделенные в хребтовскую свиту, распространены в северной части Валагинского хребта и в хребте Тумрок. Детальные геологические, петрографические и петрологические описания пород хребтовской свиты (туфы, лавы, дайки, силлы, трубки взрыва) приведены в [2]. В настоящей статье охарактеризовано поведению калия в ультраосновных эффузивах, варьирующие содержания которого (от 0,02 до 6,0 мас. %  $K_2O$ ) не коррелируются с концентрациями других петрогенных компонентов. Проблема калия рассмотрена на примере силла с полосчатым чередованием слоев (5-10 см) калиевых ( $K_2O = 1,5$  мас. %) и низкокалиевых пикритов ( $K_2O = 0,2$  мас. %). Такие силлы присутствуют в разрезах туфогенных отложений хребтовской свиты северной части Валагинского хребта и в хребте Тумрок.

Силлы характеризуются рельефной плоскопараллельной отдельностью (рис. 1), обусловленной различием в степени выветренности пород. Пикриты с повышенными концентрациями калия легче выветриваются, формируя в обнажениях прослои с отрицательным рельефом.



Рис. 1 Полосчатый силл пикрита. <u>Выходы</u> пикритов: 1 – хр. Тумрок; 2 – хр. Валагинский

Петрографические различия калиевых и низкокалиевых пикритов, участвующих в строении силла, проявляется в более стекловатом облике калиевых пикритов при близких химических составах и парагенезисах породообразующих минералов. Оба типа пикритов содержат порфировые вкрапленники преобладающего серпентинизированного оливина и подчиненного количества моноклинного пироксена. Основная масса сложена мелкими кристаллами клинопироксена, тонкими пластинками флогопита и акцессорной шпинелью, погруженных в серпентинизированное и хлоритизированное вулканическое стекло. Из вторичных минералов присутствуют серпентин, хлорит, карбонат и реже актинолит.

Вкрапленники оливина отличаются высокой магнезиальностью (табл. 1). В краевых зонах кристаллов содержание магния снижается, а железа – возрастает. Аналогичная зональность с ростом железистости типична для порфировых вкрапленников клинопироксена, представленного магнезиальным диопсид-авгитом. Флогопит относится к железистой и титанистой разности этого минерала, характеризуясь пониженными содержаниями алюминия, натрия и повышенными магния. Особенностью акцессорной шпинели является высокие концентрации хрома, магния, низкие титана и преобладание окисного железа над закисным (табл. 1).

Таблица 1

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	40,49	0,01	0,05			8,79	0,20	49,09	0,39	0,03	0	99.05
2	54,47	0,14	1,54	0,64		3,70	0,12	16,67	23,19	0,27	0	100.74
3	37,47	2,26	12,10			15,37	0,19	18,07	1,36	0,46	8,84	96.12
4	0	0,71	8,70	39,33	23,55	14,86	0,28	12,03	0	0	0	99.46
									'n			

### Состав минералов пикрита (обр. 207-16) по данным микрозондового анализа

*Примечание*. Минералы: 1 – оливин, 2 – клинопироксен, 3 – флогопит, 4 – шпинель. Все железо определялось в закисной форме. Окисное железо шпинели приведено на основании расчетов

Близкие составы минералов низкокалиевых и калиевых пикритов силла и сходное распределение в породах породообразующих и рассеянных элементов (табл. 2; рис. 2), за исключением рубидия, тория и урана, содержания которых коррелируются с калием, свидетельствует о формировании дифференцированных по калию вулканогенных пород из единого расплава. При этом стекловатый облик калиевых пикритов указывает на их более высокую флюидизацию в сравнении с низкокалиевыми пикритами.

Таблица 2

Химический состав пикритов и вулканических стекол полосчатого силла

	SiO	TiO	Al <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub>	Fe	Ν	In	Mg	(	Ca	Na <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O	П.п.	Сум-
1	40.0	0.2	3.09	4.20	) 5.2	2 0	1	33.5	4	.8	0.20	0.2	0.1	8.24	101.6
2	37.5	0.3	7.53		7.4	0	1	31.3	1	.3	0.12	1.2	1.0		88.12
3	41.0	0.2	3.90	3.85	5.4	0	1	32.1	32.1 4.		0.27 1.5	1.5	0.2 5	5.87	99.64
4	41.9	0.1	10.8		9.2	2		24.1	0	).5		8.6			95.79
	V	Cr	Co	Ni	Y	Zr	R	b S	r	Ba	La	ı Ce	Pr	Nd	Sm
1	82.	167	74.	112	3.7	11.	5.	8 1	74	81	5 2.4	4 5.7	0.8	4.1	1.0
3	97.	168	77.	111	4.9	17.	24	4. 2	09	72	5 3.'	7 8.3	3 1.3	6.6	1.8
	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	) E	lr	Tm	,	Yb	Lu	Hf	Та	Th	U
1	0.39	1.0	0.15	1.0	0.1	6 0	.48	0.05	(	0.37	0.06	0.38	0.02	0.4	0.21
3	0.41	1.4	0.20	1.0	0.2	20 0	.47	0.07	(	0.65	0.07	0.54	0.02	1.2	0.49

Примечание. Обр. 207-15: 1 – пикрит: 2 – стекло (средн. из 4), обр. 207-16: 3 – пикрит; 4 – стекло (средн. из 4). Анализы выполнены в ЦКП ДВГИ ДВО РАН. Основные компоненты определены рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S<sub>4</sub> Pioneer. Содержания рассеянных компонентов – методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. Состав вулканических стекол определен на рентгеновском микроанализаторе Comebax в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.
По геохимическим особенностям (для характеристики использованы результаты химического состава 11 образцов пикритов с содержанием K<sub>2</sub>O, варьирующим от 0,03 до 2,09 мас. %), низкие концентрации Ті и некогерентных элементов (Y, Zr, Hf), минимумы Та и Nb на спайдер-диаграммах (рис. 2), преобладание легких РЗЭ над тяжелыми (La/Yb=5,1-7,6), при невысокой сумме всех РЗЭ (сумма РЗЭ {La-Lu}= 18-30), пикриты хребтовской свиты соответствуют базальтоидам окраинноконтинентального или островодужного геохимических типов.



Рис. 2. Особенности распределения химических компонентов в пикритах хребтовской свиты при варьирующих содержаниях К<sub>2</sub>O от 0.03 до 2.09 мас. %.

Соотношения SiO<sub>2</sub> – (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) в низкокалиевых пикритах отвечают ультраосновным вулканитам нормальной щелочности, а в высококалиевых – субщелочной и щелочной сериям (за счет калия). Однако, принадлежность ультраосновных вулканитов хребтовской свиты к породам щелочной серии не подтверждается их геохимическим профилем (низкие натрий, титан, фосфор, стронций). Следует отметить, что повышенные концентрации Ва (около 800 г/т), наблюдаемые в калиевых и низкокалиевых пикритах силла (табл. 2), обусловлены присутствием флогопита. В безслюдистых пикритах (преобладающий тип вулканитов хребтовской свиты) концентрации Ва равны 100-200 г/т.

Исследования дифференцированных по калию пикритов полосчатого силла показывает, что основным концентратором калия в пикритах является вулканическое стекло. Количество флогопита, фиксируемого как в калиевых, так и в низкокалиевых пикритах, недостаточно для обеспечения установленной калиевости пород. По данным микрозондового анализа, содержание оксида калия в стекле калиевых ультрабазитов варьирует от 8,0 до 9,0 мас. %, тогда как в пикритах из низкокаливых прослоев концентрация оксида калия в стекле 1,0-1,5 мас. % (табл. 2). В отличие от калия, содержания натрия в вулканическом стекле различающихся по калию пикритов, одинаково низкие. Весь натрий сосредоточен в клинопироксене и флогопите.

По представлениям авторов, наблюдаемое в пикритах полосчатого сила распределение щелочей, а также рубидия, тория и урана, геохимически родственных калию, объясняется двумя последовательными процессами. Первый – жидкостная кластерная дифференциация расплава на ранней предкристаллизационной стадии с формированием порций флюидизированной калиевой магмы по механизму, изложенному в работах [1, 5, 6]. Этот механизм, предполагающий жидкостное деление расплава с участием кластеров (зародышей кристаллов), ответственен за образование низкокалиевых и калиевых пикритов ритмично расслоенного силла (обр. 207-15, 207-16), генезис которых аналогичен флюидносиликатному делению кислых стекол, также обычно формирующих полосчатое переслаивание [3]. С другой стороны, дальнейшая кристаллизация в различной степени флюидонасыщенных калиевой и низкокалиевой порций ультраосновной магмы с выделением оливина и клинопироксена, приводила к обогащению остаточного расплава алюминием, калием, рубидием, торием и ураном – некогерентными по отношению к кристаллизующимся минералам. Незначительное количество натрия, присутствовавшее в расплаве, фиксировалось клинопироксеном, как уже подчеркивалось выше. В результате в флюидизированной порции магмы, обогащенной калием, формировались ультракалиевые (К<sub>2</sub>О = 8-9 мас. %, обр. 207-16), низконатриевые стекла с возрастанием концентрации калия в стекле в шесть раз в сравнении с содержанием калия в матрице породы ( $K_2O = 1,5$  мас. %). Такое же относительное повышение калия в 6 раз до значений (K<sub>2</sub>O =1,22 мас. %) происходило в остаточном стекле низкокалиевой порции магмы (К<sub>2</sub>О =0,2 мас. %, обр. 207-15). Часть калия концентрировалась в флогопите, малые количества которого определялись изначально низкими содержаниями алюминия в пикритах. Экстрагирование дифференцированного по калию расплава на промежуточных стадиях кристаллизации ультраосновной магмы, обусловило формирование пикритов широкого спектра калиевости от низкокалиевых (преобладают) до высококалиевых. Последние могли образовывать самостоятельные потоки, которые В. А. Селиверстов [4] охарактеризовал как лампроитоиды. Однако, основным источником калия в описываемых вулканитах является сам расплав, не отличавшийся высокими концентрациями этого элемента и характеризуемый по геохимическим особенностям, как нормально щелочной. Предкристаллизационная эволюция этого расплава на стадии кластерного состояния при низких концентрациях алюминия приводила к образованию в жидкой магме кластеров силикатов калия растворимых флюидом [6] и, вследствие этого, обладающих высокой подвижностью. Этим объясняется отсутствие в пикритах корреляции между калием и другими петрогенными компонентами, наподобие метасоматической. Калиевые флюидизированные части пикритовой магмы, кристаллизу-ясь, формировали остаточные расплавы ультраосновной магмы с концентрацией K<sub>2</sub>O=8-9 мас. %, аналогов которых не известно в геологической литературе. Это позволяет относить описываемые силлы пикритов Камчатки к уникальным природным объектам, отражающим процессы жидкостной дифференциации ультраосновного расплава.

#### Работа выполнена при поддержке фонда ДВО РАН (грант 15-І-2-053)

1. Безмен Н. И. Надликвидусная дифференциация флюидных магматических расплавов в восстановительных условиях как возможный механизм формирования расслоенных массивов (экспериментальные исследования) // Петрология. 2001. Т. 9, №4. С. 398-416.

2. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.

3. Русинов В. Л. Петрология вулканического комплекса Лашкерекской кальдеры (Узбекистан) и проблема гетерогенезации кислых лав // Петрология. 2001. Т. 9, № 1. С. 70-88.

4. Селиверстов В. А., Колосков А. В., Чубаров В. М. Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта Восточной Камчатки // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 197-213.

5. Соболев Р. Н. Упорядочение силикатных расплавов, сопровождающее их остывание // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. №2. С. 3-8.

6. Эпельбаум М. Б. Формирование химических соединений в силикатных расплавах и их роль в магматических явлениях // Исследования структуры магматических расплавов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 33-40.

*Бадрединов Зиният Гимяльдинович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток

#### Особенности геохимии дунитов и захваченных ими расплавов

© <u>Б. А. Базылев</u><sup>1</sup>, Г. В. Леднева<sup>2</sup>, Я. В. Бычкова<sup>3</sup>, Д. В. Кузьмин<sup>4,5</sup>, Н. Н. Кононкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия, bazylev@geokhi.ru, nnzond@geokhi.ru <sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия, ledneva@ilran.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, yanab66@yandex.ru

<sup>4</sup> Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kuzmin@igm.nsc.ru

<sup>5</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Средние оценки содержаний захваченного расплава в изученных дунитах различных типов варьируют в интервале 0,5-2 масс.%. При таких содержаниях захваченного расплава сильнонесовместимые элементы в валовых составах дунитов связаны почти исключительно с захваченным расплавом, и их соотношения в валовых составах дунитов соответствуют их содержаниям в захваченных расплавах. Проведенное исследование геохимии захваченных дунитами расплавов позволяет заключить, что формирование изученных дунитов из офиолитовых комплексов, по-видимому, не связано с магматизмом Срединно-Океанических хребтов. Типичные для этих дунитов обогащенные составы захваченных расплавов по уровню содержаний редких элементов и характеру спектров близки к островодужным субщелочным пикритобазальтам и пикритобазальтам, родоначальным для бонинитов и толеитов задуговых центров спрединга. Составы обогащенных расплавов, захваченных офиолитовыми дунитами, дунитами концентрически-зональных комплексов и неофиолитового высокобарического расслоенного Пекульнейского комплекса на геохимических вариационных диаграммах не обособляются, что свидетельствует об их геохимической и геодинамической однотипности.

Ключевые слова: дуниты, захваченный расплав, геохимия, офиолиты, концентрически-зональные комплексы, Срединноокеанические хребты

## Peculiar Geochemical Features of Dunites and Melts Trapped by Them

<u>B. A. Bazylev</u><sup>1</sup>, G. V. Ledneva<sup>2</sup>, Ya. V. Bychkova<sup>3</sup>, D. V. Kuzmin<sup>4, 5</sup>, N. N. Kononkova<sup>1</sup> <sup>1</sup>V. I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, bazylev@geokhi.ru, nnzond@geokhi.ru <sup>2</sup> Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, <sup>3</sup> M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, yanab66@yandex.ru <sup>4</sup> VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, kuzmin@igm.nsc.ru <sup>5</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Assessed averaged contents of trapped melts in studied dunites of different types vary in the interval of 0.5-2 wt. %. At these amounts of trapped melts, contents of high incompatible elements in bulk dunites reflect those in trapped melts and these element ratios in bulk dunites correspond to those in trapped melts. The undertaken study of geochemistry of melts trapped by dunites indicates that formation of dunites from ophiolites wasn't probably related with magmatism of Mid-Ocean Ridges. Trapped melts assessed for these dunites are similar to island-arc picrtic basalts and picritic basalts primary for boninitic and back-arc tholeiitic magmas. Enriched compositions of melts trapped by dunites of ophiolites, zoned massifs and non-ophiolitic high-pressure layered Pekul'ney complex are geochemically similar. The latter suggests their similar origin in a suprasubduction setting.

Keywords: dunite, trapped melt, geochemistry, ophiolite, zoned complexes, mid-ocean ridges.

Дуниты, независимо от их типа (кумулятивные, реакционные, реститовые), содержат некоторое количество захваченного расплава, количество и состав которого могут быть оценены. Состав захваченного расплава, наряду с составами первичных минералов дунитов, несет информацию о геодинамической обстановке их формирования, которая не всегда может быть определена другими методами.

В частности, неопределенность интерпретации возникает для дунитов с первичными хромшпинелидами низкой и умеренной хромистости (Cr# <0.6), не отличающимися повышенной степенью окисления железа, а также для дунитов без реликтов первичных хромшпинелидов.

Оценить геохимию захваченных дунитами расплавов позволяет методика, опирающаяся на массбалансовые расчеты с использованием модального минерального состава дунитов и коэффициентов распределения минерал/расплав [1] и оценку количества захваченного расплава по масс-балансовым расчетам содержаний глинозема и хрома в валовых составах дунитов и составах их первичных минералов [5].

Валовая геохимия, петрохимия и составы первичных минералов были исследованы в 59 образцах дунитов разных типов. Хромистость (Cr#, Cr/(Cr+Al)) первичных шпинелидов изученных дунитов варьирует в интервале 0,13-0,85, магнезиальность оливинов – преимущественно в интервале Mg# 88-92 (где Mg#=100×Mg/(Mg+Fe)), в шести образцах величина Mg#Ol попадает в интервал 83-88.

Применение разработанной методики к исследованным дунитам позволяет заключить, что для преобладающего числа дунитов содержание захваченного расплава составляет от 0,5 до 2 мас. %. При таких содержаниях захваченного расплава, согласно литературным данным по величинам коэффициентов распределения оливин/расплав и хромшпинелид/расплав, сильно несовместимые элементы в валовых составах дунитов (от Rb до Gd) связаны почти исключительно (в пределах аналитической погрешности) с захваченным расплавом, и их соотношения в валовых составах дунитов практически соответствуют их содержаниям в захваченных расплавах (при условии изохимичного метаморфизма дунитов).

Неизохимичность метаморфической перекристаллизации наиболее очевидно проявлена в дунитах Срединно-Океанических хребтов, где она проявляется в выносе из пород магния и интенсивном привносе U, Pb, Sr и некотором привносе Rb и Ba в породы. В части океанических дунитов отмечается привнос REE в породы, сопровождающийся появлением в валовых составах негативной аномалии Ce, позитивной аномалии Eu и повышенными содержаниями REE относительно Th, Nb и Ti. Teм не менее, в части дунитов без аномалий REE их содержания, по-видимому, соответствуют первичным, что позволяет оценивать содержания Th, Nb и REE в расплавах, захваченных океаническими дунитами. Расплавы, захваченные дунитами нормальных сегментов CAX [2], имеют деплетированные спектры REE ((La/Sm)<sub>N</sub> =0,5 нормирование на примитивную мантию), слабые негативные аномалии Th и Nb, и по соотношению этих элементов соответствуют расплавам типа N-MORB. Расплавы, захваченные изученными нами дунитами геохимически аномальных сегментов CAX (15°N и 36°N), имеют обогащенные спектры REE ((La/Sm)<sub>N</sub> =1,8) без отчетливых аномалий Th и Nb, и по соотношению этих элементов съответствуют расплавам типа E-MORB.

Для преобладающего большинства изученных дунитов из концентрически-зональных комплексов (массивы Нижнетагильский, Светлоборский (Урал), Сейнав, Эпильчик (Корякское нагрье)), офиолитов (массивы и комплексы Брезовица, Троглав, Велуче, Сьеницкий Озрен (Динариды и Вардарская зона), Мамония (Кипр), Матачингай, Усть-Бельский, Эльденыр (Чукотка), Камчатский мыс, а также дунитов высокобарического расслоенного комплекса неофиолитового типа (Пекульнейский комплекс, Чукотка) характерен обогащенный тип захваченных расплавов ((La/Sm)<sub>N</sub> =1-4). При этом, в отличие от расплавов типа E-MORB, расплавы, захваченные этими дунитами, характеризуются позитивной аномалией Th ((Th/La)<sub>N</sub> =1,2-5) и позитивной аномалией Ba ((Ba/La)<sub>N</sub> =1,5-11). Аномалия Ba в этих дунитах, по-видимому, не связана с его привносом в породы при их изменении, поскольку для большинства этих дунитов характерны отсутствие карбонатизации и изохимичный характер серпентинизации (отсутствие заметного выноса магния). При этом интенсивная негативная ниобиевая аномалия проявлена лишь в небольшой части исследованных дунитов, для их преобладающей части характерно отсутствие этой аномалии Nb.

Установленная обогащенность расплавов, захваченных этими дунитами, легкими РЗЭ, торием и барием, по-видимому, отражает надсубдукционную природу этих расплавов с привносом этих компонентов в расплав из пород субдуцирующей плиты. Эти геохимические черты проявляются в том числе и для дунитов с хромшпинелидами низкой и умеренной хромистости (Усть-Бельский массив, Эльденыр, Сьеницкий Озрен). Отсутствие негативной ниобиевой аномалии в части этих расплавов не противоречит их вероятной надсубдукционной природе, поскольку она проявляется не во всех известных надсубдукционных расплавах [4].

Дуниты, захваченный расплав в которых имеет обедненный характер РЗЭ, в изученной коллекции исключительно редки и представлены лишь двумя образцами дунитов из дунит-габброидных расслоенных серий офиолитов (один из Усть-Бельского массива, Чукотка, второй из ксенолитов в габбро Оленегорского массива, Камчатский мыс). Примечательно, что в обоих этих комплексах дуниты из тел в мантийных реститовых перидотитах (а в Усть-Бельском массиве также из переслаивания с габброидами в других участках) содержат захваченный расплав, обогащенный РЗЭ, типичный для дунитов.

По литературным данным, дуниты, содержащие захваченный расплав, обедненный РЗЭ, известны только в офиолитах Омана [3], однако и в этих дунитах, и в упомянутых выше двух изученных нами образцах составы дунитов отличаются от океанических позитивными аномалиями Th и Ba.

Дуниты, занимающие различное геологическое положение в составе офиолитовых комплексов (жилы и тела в реститовых перидотитах, дуниты переходной зоны, дуниты в переслаивании с габброидами), не обнаруживают принципиальных различий по геохимии, что свидетельствует об их когенетичности, несмотря на существенные различия в составах первичных минералов (Усть-Бельский массив, Эльденыр).

Проведенное исследование позволяет заключить, что формирование изученных дунитов из офиолитовых комплексов, по-видимому, не связано с магматизмом Срединно-Океанических хребтов. Типичные для этих дунитов обогащенные составы захваченных расплавов по уровню содержаний редких элементов и характеру спектров близки к островодужным субщелочным пикритобазальтам и пикритобазальтам, родоначальным для бонинитов и толеитов задуговых центров спрединга [4].

Составы обогащенных расплавов, захваченных офиолитовыми дунитами, дунитами концентрически-зональных комплексов и неофиолитового высокобарического расслоенного Пекульнейского комплекса на геохимических вариациационных диаграммах не обособляются, что свидетельствует об их геохимической и геодинамической однотипности.

#### Исследование поддержано грантом РФФИ 15-05-04543

1. Bédard J. H. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids // Chem. Geol. 1994. V. 118. P. 143-153.

2. Godard M., Awaji S., Hansen H., Hellebrand E., Brunelli D., Johnson K., Yamasaki N., Maeda J., Abratis M., Christie D.M., Kato Y., Mariet C., Rosner M. Geochemistry of a long in-situ section of intrusive slow-spread oceanic lithosphere: Results from IODP Site U1309 (Atlantis massif, 30 degrees N Mid-Atlantic Ridge) // Earth Planet Sci. Letters. 2009. V. 279. P. 110-122.

3. Godard M., Jousselin D., Bodinier J.-L. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 180. P. 133–148.

4. Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. Rudnick R.L., ed. Holland H.D., Turekian K.K., ex. eds. Elsevier, 2003. P. 593-659.

5. Sundberg M., Hirth G., Kelemen P. B. Trapped melt in the Josephine peridotite: Implications for permeability and melt extraction in the upper mantle // J. Petrol. 2010. V. 51, N 1-2. P. 185-200.

*Базылев Борис Александрович*, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ГЕОХИ РАН, Москва

## Significance of Baddeleyite for Plume Processes from AR to PZ Time in the N-E Part of the Fennoscandinavian Shield (Arctic Region)

© <u>T. B. Bayanova</u><sup>1</sup>, A. Y. Korchagin<sup>1</sup>, V. V. Chashchin<sup>1</sup>, V. V. Subbotin<sup>1</sup>, P. A. Serov<sup>1</sup>, L. M. Lyalina<sup>1</sup>, I. L. Kamensky<sup>1</sup>, D. V. Elizarov<sup>1</sup>, S. V. Drogobuzhskaya<sup>2</sup> <sup>1</sup> GI KSC RAS, Apatity, Russia, tamara@geoksc.apatity.ru <sup>2</sup> ICHREM KSC RAS Apatity, Russia, Drogo\_sv@chemy.kolasc.net.ru

The abstract is devoted to U-Pb dating of baddeleyite ZrO<sub>2</sub>, which was separated from various Archean, Proterozoic, and Paleozoic rocks from Fennoscandia. The morphology of this mineral and its U–Pb age values were examined in the Archean carbonatites (2613±18 Ma) of Siilinjarvi, Finland, and gabbronorite dikes (2738±6 Ma) at the Kirovogorskoe deposit. U–Pb isochrons are reported for the baddeleyite–zircon pair obtained from the gabbronorites and anorthosites of the Proterozoic pyroxenite-gabbronoriteanorthosite association. U-Pb dates are also reported for baddeleyite from the Paleozoic carbonatites of Kovdor, Sebljarv, and Vuorijarvi. Keywords: Baddeleyite, plume, Arctic Region, Fennoscandinavian Shield.

## Значение бадделеита для плюмовых процессов с AR по PZ время в C-B части Фенноскандинавского щита (Арктический регион)

<u>Т. Б. Баянова <sup>1</sup></u>, А. У. Корчагин <sup>1</sup>, В. В. Чащин <sup>1</sup>, В. В. Субботин <sup>1</sup>, П. А. Серов <sup>1</sup>, Л. М. Лялина <sup>1</sup>, И. Л. Каменский <sup>1</sup>, Д. В. Елизаров <sup>1</sup>, С. В. Дрогобужская <sup>2</sup> <sup>1</sup>ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, tamara@geoksc.apatity.ru <sup>2</sup>ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, Россия, Drogo\_sv@chemy.kolasc.net.ru

Тезисы посвящены U-Pb датированию бадделеита, или диоксида циркония ZrO<sub>2</sub>, выделенного из разных пород архейского, протерозойского и палеозойского возрастов в Фенноскандинавии. Описываются морфологические особенности этого магматического минерала и измерены U-Pb возрасты для бадделеита из архейских карбонатитов (2613±18 млн лет) Сиилиньярви (Финляндия) и из габброноритовых даек (2738±6 млн лет) Кировогорского месторождения. Приводятся U-Pb изохроны для пары бадделеит-циркон, выделенных из габброноритов и анортозитов пироксенит-габбронорит-анортозитовой формации протерозоя. Показаны U-Pb возрастные данные по бадделеиту из палеозойских карбонатитов Ковдора, Себльявра и Вуориярви.

Ключевые слова: Бадделеит, плюмы, Арктический регион, Фенноскандинавский щит.

Baddeleyite of zirconium dioxide was discovered more than 100 year ago [1] and widely using last 30 years in U-Pb geochronology together with zircon. Zircon can be originated as metamorphic, metacomatic and hydrothermal processes and are characterized by xenocryst nature to baddeleyite are almost have magmatic nature [2].

In frame in the N-E part of the Fennoscandinavian Shield baddeleyite at the first time was found in Central Kola megablokc in dykes' complexes, which are cutted largest Kirovogorsk deposits of the BIF Olenegorsk formation. New U-Pb age on zircon-baddeleyite minerals from the gabbronorites dykes yielded 2738±6 Ma (Fig. 1a). Isotope U-Pb ages on baddeleyite were measured for anorthosites of Tsaga massif with Ti-Cr-Mgt deposits in the Keivy terrane, during the studing monzogabbroes, anothtosites and gaddronorites from the intrusion with 2653±3 Ma, 2660±10 Ma and 2668±10 Ma respectively (Fig. 1b). The very coeval U-Pb age on zircon-baddeleyite geochronometer was measured for Siilinijrvi carbonatites in Finland with (REE, Ap, Zr) deposit equals 2613±13 Ma (Fig. 1c). Systematically isotope-geochemistry investigations by different methods gave ( $\epsilon_{Nd} - 0.4+2$ ;  $I_{Sr} - 0.707-0.709$ ;  $T_{Dm} - 3.2-3.0$  Ga; enriched by LILE REE elements; <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He up to  $0.6 \times 10^{-6}$ ) data for the rocks of the neoarchaean anorogenic intraplate magmatism with 2.74 Ga for sanukitoids according to [3]. All data are considered about more than 100 Ma interval for the origin of multimetal deposits from 2.74 Ga to 2.61 Ga. Geochemical Nd-Sr-He data for the rocks and Mgt and IIm minerals permit comes to conclusion about the primary magmatic enriched mantle plume reservoir EM-2, which connected with the origin and break up more older than Kenorland Supercontinent in the history of the Earth [4].

In Paleoproterozoic time in frame in the Central Kola megablock are distinguished Kola Pt- metal province, which are the second and very important after Pt-metal Norilsk in Russia and includes Co-Cu-Ni (Monchegorsk ore region), Cr-Ti-Fe-V (Imandra lopolith), low sulfides Pt-Pd ores (with Au+Ag) of the Fedorovo-Pansky ore complex [5]. Systematically U-Pb ages on baddeleyite from gabbronorites, anorhtosites and dykes cutting complexes from these ores keys reflect time of the formation these large magmatic provinces or (LIP) from 2.53 Ga to 2.40 Ga (more than 130 Ma) (Fig. 2). Isotope-geochemistry data based on NdSr-He systematic for the rocks and IIm and Mgt minerals are suggested about mantle contributions of N-MORB, E-MORB and OIB sources for dykes' complexes. Primary mantle protolith for the rocks are characterized by ( $\epsilon_{Nd}$  – 1-3; I<sub>Sr</sub> – 0.702-0.704; T<sub>Dm</sub>– 3.5-2.8 Ga; enriched by LILE REE elements; <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He up to 1.5×10<sup>-6</sup>) and have an origin magmatic mantle reservoirs EM-1 also of plume genesis by Re-Os [6] investigations. Formation of the Cu-Ni-Cr-Ti-V-Fe and PGE deposits of the Kola Pt-metal province are connected with large plume magmatism and probably breakup of the oldest Kenorland Supercontinent.



Fig. 1. a - U-Pb diagram for zircon (1-3) and baddeleyite (4) from basite dyke, Kirovogorsk; b - U-Pb diagram for zircon and baddeleyite from different rocks, Tsaga; c - U-Pb diagram for baddeleyite (1) and zircon (2-4), Siilinjarvi (collection of A. Silvennoinen)



Fig. 2. a – Mt. Nyud, gabbronorite of "critical horizon" (Co-Cu-Ni ores); b – Vurechuaivench Foothills, coarse-grained metagabbronorite (Pt-Pd reef) – Monchegorsk pluton; c – U-Pb diagram for zircon and baddeleyite from Mgt gabbro of Fedorovo-Pansky massif

The Paleoproterozoic Pechenga (Fig. 3) Cu-Ni deposits (1982±8) and carbonatites [7] of Tiksheozero (Karelia region) apatite ores have a very coeval (1990±2) ages based on U-Pb data on single zirconbaddeleyite grains. A very coeval U-Pb ages have been measured using single crystals of zircon and baddeleyite (2055-2057 Ma) from the super large Pt-Ni and Cr Bushveld deposits [8] of the South Africa. Isotopegeochemical data ( $\epsilon_{Nd}$  + 2+4; I<sub>Sr</sub> – 0.702-0.704; T<sub>Dm</sub> – 2.5-2.3 Ga; enriched by LILE REE elements; <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He up to 2×10<sup>-6</sup>) on references rocks reflect mantle plume sources for origin primary reservoirs and connected with the breakup of the Columbia supercontinent [9].

In Paleozoic time there are largest (Kovdor, Sebljavr, Vuoryarvi et set.) and super largest (Khibina and Lovozero) alkaline-subalkaline with carbonatites industrial deposits. Baddeleyite were separated and dated by U-Pb and LA-ICP-MS methods and at the first time distribution of REE and concentrations' of Ti and Zr have been studied due to knowing closure temperature of U-Pb systematic in the crystals (Fig. 5a, b, c). Multidisciplinary U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr ages data on the rocks, accessory and rocks-forming minerals from kimberlitic pipes, carbonatites and dike series reflect formation the biggest mantle reservoirs for primary magma of alkaline-ultraalkaline magmatism in the interval from 465-325 Ma (more than 140 Ma). Isotope (ε<sub>Nd</sub>+4; I<sub>Sr</sub> – 0.703-0.704; T<sub>Dm</sub> – 980-700 Ma; enriched by LILE REE; <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He up to 3.5x10<sup>-5</sup>) data on references rocks and Mgt and Ilm minerals these formation are suggested by primary mantle reservoirs DM μ HIMU.



Fig. 3. Zircon and baddeleyite from gabbro Zhdanov Cu-Ni deposit of Pechenga



Fig. 4. (A) The microphotography of intergrowing baddeleyite (bd) and apoilmenite (ail) by reflected light. Ilmenite is replaced by titanite (tn). Zircon (zr) substitutes baddeleyit; (B) Chemical composition (wt %) of (1, 2) baddeleyite and (3, 4) zircon from anorthosites of the Imandra lopolith

Based on big bank isotope-geochemistry data on U-Pb and LA-ICP-MS baddeleyite dating from carbonatites and dykes complexes comes to conclusions about primary magmatic plume activity of Paleozoic magmatism which are connected with the breakup of Pangea supercontinent. New data on the distribution and concentration of REE, Ti and Zr in baddeleyite grains from Kovdor and Vyoriarvi massifs measured by LA-ICP-MS (ELAN 9000) methods are given much higher closure U-Pb temperatures than zircon equals –888° C and 984°C correspondingly [10].



Fig. 5. Isotope U-Pb data on baddeleyite from foscorite ore Kovdor (a), baddeleyite from carbonatite Sebljavr (b) and zircon xenocryst (1) from pyroxenite and baddeleyite (2-3) from late carbonatiteVuorijarvi (c)

Baddeleyite were founded in the frame in Arctic region N-E part of the Fennoscandian Shield and studied by U-Pb  $\mu$  LA-ICP-MS methods during the time interval from 2.74 Ga up to 325 Ma, so baddeleyite origin more than 2.4 Ga.

Baddeleyite were investigated in the important active industrial deposits and references rocks of neoarchaean BIF formation, Paleoproterozoic, Cu-Ni and Pt-Pd layered intrusions and Paleozoic alkaline and ultraalkaline ore deposits and mostly are characterized by primary magmatic genesis. Baddeleyite is a very important mineral in U-Pb geochronology to study time origin and duration of magmatic activity and have significant value in progress of super continental reconstructions (Fig. 4, 6, 7).



Fig. 6. Baddeleyite from Pt-Pd deposits of the Fedorovo-Pansky (2.5 Ga) layered intrusions



Fig. 7. Correlation of supercontinental cycles (A) with period 750-900 Ma for mantle-plume (B) activity [11]

All investigations are devoted by memory of academician RAS Mitrofanov F. P. who was initiated baddeleyite studied in the Kola Pt bearing province of Arctic region and supported by RFBR 16-05-00305, 16-05-00427, Program by Presidium RAS No. 4

1. Heaman L.M., Le Cheminant A.N. Paragenesis and U-Pb systematic of baddeleyite (ZrO) // Chemical Geology. 1993. V. 110. P. 95–126.

2. Bayanova T.B. Baddeleyite: A Promising Geochronometer for Alkaline and Basic Magmatism // Petrology. 2006. V. 14, N 2. P. 187-200.

3. Egorova Y.S. Sanukitoids of Fenno-Karelian provinces of the Baltic Shield: geology, source origin // Manuscript of Ph dissertation. IGGP: Sankt-Petersburg, 2014. 22 p.

4. Bleeker W. The late Archean record: puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99-134.

5. Mitrofanov F.P, Bayanova T.B, Korchagin A.Y. et al. East Scandinavian and Noril'sk Plume Mafic Large Igneous Provinces of Pd–Pt Ores: Geological and Metallogenic Comparison // Geology of Ore Deposits. 2013. V. 55, N 5. P. 305–319.

6. Yang Sheng-Hong et. al. Mantle source of the 2.44-2.50 Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: evidence from Os, Nd and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. P. 1055-1073.

7. Corfu F., Bayanova T. et. al. U-Pb ID-TIMS age of the Tiksheozero carbonatite: expression of 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // Central European Journal of Geosciences. 2011. P. 302-308.

8. Mungall J. et. al. U-Pb geochronology documents out-of-sequence emplacement of ultramafic layers in the Bushveld Igneous Complex of South Africa // Nature communications. 2016. /7:13385/DO 10.1038/ ncomms13383/ www.nature.com/naturecommunications

9. Lubnina N.V. East-European craton from neoarhaean to paleozoic time based on paleomagnetic data // Manuscript of doctoral dissertation. Moscow: MSU, 2009. 40 p.

10. REE Distribution in Zircon from Reference Rocks of the Arctic Region: Evidence from Study by the LA-ICP-MS Method // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 470, P. 2. P. 1037–1041.

11. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assemblly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 179-210.

*Баянова Тамара Борисовна*, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Мурманская область

# Патынский сиенит-габбровый массив (Горная Шория): модель глубинного строения и перспективы апатитоносности

### © Е. В. Беляев

ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань, Россия, bel@geolnerud.net

В состав Патынского массива входят породы двух формаций: сиенит-габбровой и щелочно-ультрамафитовой (карбонатитовой). С габброидами главной фазы массива связаны комплексные фосфорно-титано-железные руды. С породами щелочно-ультрамафитовой формации ассоциируют мономинеральные апатитовые руды (апатитоносные шонкиниты). Прогнозируемые в связи с карбонатитовым комплексом апатит-магнетитовые руды значительно повышают промышленную значимость Патынского массива.

Ключевые слова: массив, Патынский, формация, сиенит-габбровая, щелочно-ультрамафитовая, рудоносность, перспективы, Горная Шория, Россия

## Pathyn Syenite-Gabbro Massif (Highland Shoria): a Model of Constitution of its Deep Structure and Probability of Containment of Apatite

#### E. V. Belyaev

FSUE «CNIIgeolnerud», Kazan, Russia

The Pathyn massif contains minerals, belonging to either syenite-gabbro or alcalic-ultramafite (carbonatite) formations. The main-phase gabbroids are linked with complex of phosphorus-titan-ferric ores. The alcalic-ultramafite minerals are mainly associated with monomineral apatite ores (apatite-bearing shonkinites) The apatite-magnetite ores, prognosed in relation with carbonatite complex increase the industrial importance of the Pathynean massif significantly.

Keywords: apatite, massif, Pathyn, formation, sienite-gabbro, alcalic-ultramafite, ore containment, perspectives, Highland Shoria, Russia.

Горная Шория многие годы является полигоном для изучения интрузивных массивов сиенитгаббровой формации (Є<sub>2-3</sub>). Наиболее известным ее представителем является Патынский массив, расположенный в северной части Мрасского геоантиклинального поднятия.

В строении массива главную роль играют породы сиенит-габбровой формации, становление которой произошло в две фазы: главную интрузивную и дайковую. Массив имеет концентрическизональное строение и чашеобразную ритмично-расслоенную внутреннюю структуру с характерными полосчатыми и трахитоидными текстурами пород. В строении массива участвуют авгитовые и оливиновые габбро, авгитовые и плагиоклазовые пироксениты, анортозиты, троктолиты, нориты, вебстериты и т.д. Кроме того, обособляется слабо дифференцированная эндоконтактовая серия крупнозернистых габбро и пироксенитов, прослеживающаяся почти по всему периметру массива. Мощность ее колеблется от 45 до 500 м; контакты крутые (60-90°), секущие по отношению к расслоенным габброидам.

По химическому составу габброиды относятся к толеитовой серии и только небольшая их часть соответствует известково-щелочному типу. Петрохимические особенности пород заключаются в устойчиво повышенных (по сравнению со среднемировыми и среднеформационными составами) содержаниях TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Важными характеристиками являются высокая степень окисленности железа и большие значения отношения CaO к MgO.

В породах главной фазы широко распространены позднемагматические комплексные фосфорнотитано-железные руды, характеризующиеся преимущественно вкрапленной текстурой и мафической петрогенной основой. По минеральному составу выделяются ильменит-титаномагнетитовая, ильменит-апатит-титаномагнетитовая, апатит-ильменит-титаномагнетитовая и апатитовая разновидности.

Ильменит-титаномагнетитовые и ильменит-апатит-титаномагнетитовые руды слагают пластообразные тела, согласные со структурно-вещественной стратификацией габброидов. Мощность рудных тел колеблется от 0,1 до 120 м, протяженность – от 0,2 до 10 км. Петрогенной основой руд являются авгитовые и оливиновые габбро, авгитовые и плагиоклазовые пироксениты. В химическом составе руд главную роль играют Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,16-25,0% и FeO – 3,58-13,01%, TiO<sub>2</sub> – 1,90-8,25% и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 1,31-9,66% (в среднем 3,28%).

Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды чрезвычайно редки в Патынском массиве. Слагают они мелкие линзообразные (размерами 0,2-1,0×1,5-5,0 м) и пластовые (мощностью 0,1-0,5 м) тела среди других разновидностей руд. В химическом составе руд основное значение имеют TiO<sub>2</sub> – 14,38-

25,74% (в среднем 19,56%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 28,36-37,92% (32,64%), FeO – 19,72-26,35% (22,53%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 3,46-7,60% (5,06%).

Апатитовые руды приурочены к среднезернистым меланократовым габброидам нижних уровней разреза массива. Рудные тела имеют пластообразную, реже неправильную форму, мощность их изменяется от 0,5 до 120 м, протяженность от 30 до 700 м. Петрогенной основой руд служат авгитовые и плагиоклазовые пироксениты, авгитовые габбро. Характер оруденения преимущественно вкрапленный, гнездовый и прожилковый. Апатит представлен светло-зелеными бипирамидальнопризматическими кристаллами размерами 0,3-1,5×2,0-6,0 мм. По химическому составу апатитовые руды отличаются от других разновидностей руд повышенными концентрациями CaO, MgO и F, пониженными количествами TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рудах колеблется от 1,01 до 15,46%, в среднем составляя 4,56%.

Породы дайковой фазы, не имеющие существенного значения в строении массива, представлены базальтами, долеритами, керсантитами, спессартитами, беербахитами, одинитами, сельвсбергитами, сиенитами, гранитами и т.д.

Результаты геолого-геофизического моделирования [1] позволили сделать вывод о полиформационности и полихронности Патынского массива, в строении которого принимают участие породы двух геологических формаций: раннепалеозойской сиенит-габбровой и позднепалеозойской (?) меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов.

Построенная геолого-геофизическая модель рудно-магматического узла (рис.) показала, что в его пределах Патынский, Восточный, Копченский и другие сиенит-габбровые массивы являются апикальными выступами крупного лополитоообразного тела. Установлено, что на отдельных участках, отвечающих эпицентрам магнитных аномалий, имеются глубинные высоко магнитные объекты, пространственно обособленные от габброидных интрузий и лишь в верхних частях взаимодействующие с ними. По физическим параметрам данные объекты отвечают дериватам щелочной магмы, а аномально магнитные тела – рудным залежам преимущественно магнетитового состав.

Фрагменты щелочно-ультрамафитовой формации на современном эрозионном уровне Патынского массива пользуются ограниченным распространением. Представлена формация редуцированным комплексом пород, в который входят мельтейгиты, ийолиты, шонкиниты, якупирангиты, мелилитолиты, щелочные и нефелиновые сиениты, кальцитовые карбонатиты, группа контактово-метасоматических пород пироксен-геленитового, альбитового, гидрогранатового (гибшитового), монтичеллит-пироксен-мервинитового и хуанит-цеболлитового состава. Наиболее крупные проявления указанных пород установлены в краевой юго-восточной части массива, где они образуют удлиненные в плане (протяженностью 650-2000 м) штокообразные тела. Кроме того, в различных частях массива развиты многочисленные жильные (мощностью 10-65 см) и дайкообразные (мощностью от I до 15 м) тела щелочных, щелочно-мафитовых и щелочно-ультрамафитовых пород (рис.). Среди указанных разновидностей, наиболее часто встречаются карбонатиты, мелилитолиты, мельтейгиты, шонкиниты. К кальцитовым карбонатитам (севитам) относятся карбонатные породы, слагающие крупное (протяженностью около 2 км) вытянутое тело на юговосточном фланге массива.

Представлены они белыми и светло-серыми крупнокристаллическими разностями, часто включающими крупные оплавленные желваки (5-12 см в диаметре) и неправильные выделения (размерами до 35 см) черного геленита. В составе пород помимо доминирующего кальцита нередко встречаются изометричные и неправильные зерна форстерита, монацита, пирохлора и апатита.

Мелилитолиты имеют среднезернистую призматически-зернистую, реже гипидиоморфнозернистую структуру. Выделяются геленит-монтичеллитовые, нефелин-мелилитовые, геленитовые, перовскит-геленитовые и другие разновидности.

Мельтейгиты представляют собой среднезернистую авгит-нефелиновую породу, часто переходящую в ийолит. Местами порода интенсивно замещается агрегатом зерен мелилита (геленита). Характерно наличие в породе гранофировых срастаний нефелина с волластонитом и диопсидом.

Шонкиниты слагают крутопадающие (55-70°) жилообразные тела мощностью 5-20 см и прослеженной протяженностью 7-15 м. Центральная их часть сложена гиганто-зернистыми шонкинитами, которые к зальбандам постепенно сменяются крупно- и среднезернистыми разностями. Нередко при изменении содержаний полевого шпата и плагиоклаза происходит плавный переход мезократовых шонкинитов в эссекситы и меланократовые сиениты. В их минеральном составе отсутствует нефелин; основная роль принадлежит пироксену и ортоклазу, в небольших количествах встречаются керсутит, мусковит, пренит и сфен.



Рис. Геолого-геофизическая модель глубинного строения Патынского рудно-магматического узла.

1-4 – области распространения пород: 1 – средней (<2,60 г/см<sup>3</sup>) плотности (вмещающие породы), 2 – повышенной (>2,60 г/см<sup>3</sup>) плотности (габброиды Патынского массива), 3 – повышенной (>750 нТл) намагниченности (породы щелочно-ультрамафитовой формации), 4 – аномальной (>2000 нТл) намагниченности (апатит-магнетитовые руды); 5-8 – графики: 5 – Δg наблюденной, 6 – то же, расчетной, 7 – Δ Т наблюденной, 8 – то же, расчетной

С бесфельдшпатоидными шонкинитами связаны вкрапленные мономинеральные руды. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в них колеблется в пределах 1,32-8,64%, в среднем составляя 3,45%. Апатит слагает шестоватые и длиннопризматические кристаллы размерами 0,1-2,5х0,5-28,0 мм бледно-зеленого и желтовато-зеленого цвета, равномерно рассеянные в породе.

Рассмотренная группа пород входит в состав самостоятельного комплекса, не связанного генетически с сиенит-габбровой формацией. Принадлежность пород двух указанных комплексов к различным сериям-толеитовой и щелочно-ультрамафитовой – говорит об их генетической самостоятельности и формировании из расплавов различной глубинности. Толеитовые магмы, из которых образовался сиенит-габбровый комплекс, являются малоглубинными: селективное выплавление их происходит на глубине порядка 70 км. Происхождение щелочно-ультрамафитовых магм связано с более глубинными магматическими очагами – 100-120 км [2].

Таким образом, Патынский массив представляет собой сложный полихронный и полиформационный рудно-магматический узел, в котором сосредоточены проявления различного по составу и глубинности магматизма и рудогенеза. Наибольшим распространением пользуются породы сиенитгаббровой формации и генетически связанные с ними позднемагматические фосфорно-титаножелезные руды. Жильные, дайковые и штокообразные тела карбонатитов, мельтейгитов, мелилитолитов и т.д. являются, по-видимому, маломощными апофизами более крупного глубинного интрузивного тела щелочно-ультрамафитового (карбонатитового) состава. К массивам подобного типа (Ковдорский, Ыраасский, Ессейский) в других регионах России приурочены крупные залежи апатитмагнетитовых и апатит-редкометалльно-магнетит-карбонатных руд. Аналогичные руды могут быть обнаружены и в Патынском массиве. Выявление щелочно-ультрамафитового (карбонатитового) комплекса пород значительно повышает перспективы его рудоносности.

1. Беляев Е. В. К вопросу о полигенности Патынского рудно-магматического узла (Горная Шория) // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 435, № 2. С. 215-217.

2. Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. 214 с.

*Беляев Евгений Владимирович*, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань

# Рудоносность Малкинского базит-ультрабазитового массива (Северный Кавказ)

### © Е.В. Беляев

ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань, Россия, bel@geolnerud.net

Приводится геологическая и минерагеническая характеристика Малкинского базит-ультрабазитового массива, с которым связаны перспективные объекты рудных (железные, никель-кобальтовые, медные, свинцово-цинковые и хромитовые руды) и нерудных (минеральные пигменты, гидромагнезит, цветные и облицовочные камни, асбест) полезных ископаемых.

Ключевые слова: руда, массив, базит-ультрабазитовый, рудный, нерудный, полезное ископаемое, Малкинский, Северный Кавказ, Россия

# The Ore Content of Malkinsk Basit-ultrabasit Massf (North Caucasus)

#### *E. V. Belyaev* FSUE «CNIIgeoInerud», Kazan, Russia

The results of a geological and mineragenical validation of Malkinsk basit-ultrabasit massif is given here. The massif is linked with possibly important objects of ore (ferric, nickel-cobalt, cuprum, lead-zinc and chromite ores) and non-ore (mineral pigments, hydromagnesite, decorative stone, asbestos) minerals.

Keywords: ore, massif, basite-ultrabasite, non-ore, mineral, Malkinsk, North Caucasus, Russia

Малкинский базит-ультрабазитовый массив (Кабардино-Балкарская Республика) обнажается в эрозионном врезе р. Малки в виде полосы выходов длиной около 14 км при ширине до 3 км. В структурно-тектоническом отношении он приурочен к Карачаево-Черкесскому горст-антиклинорию Северо-Кавказского краевого массива. Минерагеническая позиция определяется нахождением в пределах Лабино-Малкинской подзоны (Северо-Кавказская зона Кавказской провинции).

Массив принадлежит дунит-гарцбургитовой формации (σPR:PZ<sub>1-2</sub>?) и входит в состав офиолитового пояса Передового хребта Северо-Западного Кавказа. Эта формация образует нижний слой офиолитовой триады (дунит-гарцбургитовая, габбро-плагиогранитовая и кремнисто-терригенновулканногенная формации). Все они – фрагменты тектонических покровов, сложенных офиолитовыми, субдукционными и коллизионными геологическими комплексами [4]. В состав формации, помимо Малкинского, входят Беденский, Худесский, Кяфарский и другие массивы, сложенные серпентинизированными гарцбургитовыми перидотитами, реже лерцолитами, дунитами и горнблендитами.

Наиболее крупный из них Малкинский массив имеет линзообразную форму и пологое залегание с падением на север-северо-запад под углом 20-25°. Согласно геофизическим и буровым данным, массив представляет собой фрагмент тектонического покрова и образует вытянутую в широтном направлении линзу площадью 350-400 км<sup>2</sup>.

В составе Малкинского массива принимают участие четыре петрографические разности апопород: преобладающие серпентинизированные гарцбургиты, в меньшей степени лерцолиты, аподуниты и железистые апогарцбургиты. Наиболее поздняя фаза габброидных пород, прорывающих апогарцбургиты [3, 4].

На размытой поверхности массива развита триас-раннеюрская площадная кора химического выветривания мощностью до 100 м. В ее разрезе сверху вниз следующие зоны: 1) охр и нонтронитизированных серпентинитов (1-10 м), 2) силицитизированных серпентинитов (2-20 м), 3) карбонатизированных серпентинитов (1-20 м), 4) выветрелых серпентинитов (8-40 м), 5) невыветрелых серпентинитов.

К материнским породам и коре выветривания массива приурочены многочисленные месторождения и проявления рудных и нерудных полезных ископаемых. Первые из них представлены железными, никель-кобальтовыми, медными, свинцово-цинковыми и хромитовыми рудами, имеются признаки потенциальной платиноносности. Среди нерудных полезных ископаемых минеральные пигменты, гидромагнезит, цветные и облицовочные камни, асбест [1].

**Железные руды.** Среди металлических полезных ископаемых наибольшим распространением пользуются железные руды (Малкинское месторождение). Рудные тела приурочены к коре выветривания, развитой по железистым апогарцбургитам.

Железные руды представлены следующими разновидностями: крупнооолитовая, мелкобобовооолитовая, слоистая, охристо-кремнистая. Первые три типа руд относятся к осадочным образованиям, охристо-кремнистые руды являются остаточными. Крупнооолитовые руды пользуются наибольшим распространением и развиты на участках Орта-Лахран, Дюрбеджи-Дорбун, Таза-Кол, Крокодил, Кзыл-Кол, Хабаз и Мозекей. Мощность рудных пластов колеблется от 1 до 16 м, составляя в среднем 3-4 м. В составе руд гидрогетит, гидрогематит, магнетит, хлорит, гидроаргиллит, кальцит, кварц, хромит, полевые шпаты, магнетит и др. Содержания железа в рудах в среднем составляют 20-24%. Доля руд данной разновидности составляет около 40% от запасов месторождения.

Мелкобобово-оолитовые руды по минералогическому составу включают гидрогетитовые, гидрогетито-хлоритовые, магнетито-хлоритовые, магнетито-хлорито-сидеритовые, хлорито-сидеритовые и другие разновидности. Руды залегают в виде пластообразных залежей мощностью от 1 до 13 м и более, в среднем около 2,5 м. Эти руды широко распространены на участках Гитче-Лахран, Кзыл-Кол, Ран-Кол, Гедмыш.

Слоистые руды представлены гидрогетито-гидрогематитовой, гидрогетито-хлоритовой и магнетито-хлоритовой разностями. Руды первой из них состоят в основном из гидроокислов железа (гидрогетита, гидрогематита и гетита) и относятся к богатым рудам (содержание железа в среднем около 40%). Пользуются развитием на участках Кзыл-Кол и Мозекей.

Гидрогетито-хлоритовые слоистые руды представляют собой пористую скрытокристаллическую породу и состоят в основном из гидрогетита, железистых хлоритов и отчасти из гидрогематита, магнетита, кварца, хромита и др. Мощность рудных тел колеблется от 1 до 7 м, в среднем около 2 м. Эти руды характеризуются низким содержанием железа (в среднем около 20%).

Магнетито-хлоритовые руды не пользуются широким распространением и встречаются на участках Гитче-Лахран, Крокодил, Хабаз и Кзыл-Кол. Руды состоят из чередующихся прослоев железистых хлоритов и магнетита. В минералогический состав входят магнетит, хлорит, гидрогетит, гематит, гидрогематит, кварц.

Остаточные железные руды, имеющие значительное распространение, представлены охристокремнистыми разностями, слагающими верхний сильно ожелезненный горизонт коры выветривания ультрабазитов. Они проявлены на участках Гедмыш, Ран-Кол, Мозекей, Кзыл-Кол, Гитче-Лахран. Мощность рудной толщи варьирует в широких пределах – от 15 до 40 м. По преобладающим минералам эти руды разделяются на гидрогетитовые, гидрогетито-кварцевые, гидрогетито-хлоритовые и другие разновидности. Охристо-кремнистая рудная масса в среднем содержит железа около 18-20%, хрома около 1 % и никеля около 0,5 %. Основные минералы, слагающие руды – гидрогетит, кварц, реже гидрогематит.

Суммарные запасы железных руд Малкинского месторождения составляют (по материалам Н.К. Мхитарова, 1940 г.) по категории A+B+C<sub>1</sub> 48,7 млн т, из них руды с содержанием железа выше 30% составляют 25,4 млн т, 20-30% – 23,3 млн т.

**Никель-кобальтовые руды** располагаются преимущественно в северной и южной частях массива в верхних горизонтах коры выветривания ультрабазитов. Главные рудообразующие минералы: хризотил, бастит, хлорит, кальцит, доломит, арагонит, магнезит, хромит, нонтронит, гидрогетит и гидрогематит. В состав руд входят также гетит, кварц, опал, халцедон, хромшпинель, гидрогематит и др. Рудные тела имеют линзовидную форму и мощность 1-9 м. Средние содержания кобальта 0,02%, никеля 0,49%. Запасы кобальта на месторождении ориентировочно составляют 10 тыс. т, никеля 250 тыс. т.

Медные и свинцово-цинковые руды, установленные на левобережье среднего течения руч. Лахран. Руды избирательно развиваются в железистых апогарцбургитах и коре выветривания в форме сульфидно-кварц-карбонатных прожилков мощностью до 0,1 м, реже редкой вкрапленности, и приурочены, главным образом, к трещиноватым и брекчированным зонам. Рудная минерализация представлена пиритом, марказитом, галенитом, халькопиритом [3].

**Хромитовые руды** развиты в аподунитовых породах участка Дюрбеджи-Дорбун и представлены удлиненно-овальными шлирами размером в среднем 3-5×10-35 см, жилообразными телами мощностью до 0,35 м и протяженностью первые десятки метров. В среднем течении правого притока руч. Таза-Кол обнажаются жилообразные тела хромитов мощностью 0,2-0,45 м и протяженностью 15 м. Хромит концентрируется в виде вкрапленности, нодулей, удлиненно-овальных шлиров и жилообразных тел. С хромитовыми выделениями связаны все известные месторождения платины в дунитах других ультраосновных массивов.

**Платиновые руды.** Петрохимическая модель Малкинского массива совпадает с моделью Бушвельдского плутона, содержащего месторождения платино-хромитового и платиноиднотитаномагнетитового типов. Это свидетельствует о наличии петрохимических предпосылок платиноносности Малкинского массива. Кроме того, анализ проб донных осадков рек и ручьев, размывающих Малкинский массив, показал наличие аномально повышенных (10-24 мг/т) содержаний Рt. Максимальные содержания платины приурочены к отложениям ручьев, размывающих тела аподунитов с прожилками, линзами и шлирами хромшпинелидов [2].

Среди нерудных полезных ископаемых наибольшим развитием пользуются минеральные пигменты.

**Минеральные пигменты.** Малкинское месторождение этих руд расположено в обоих бортах руч. Кзыл-Кол и приурочено к зоне охр и нонтронитов коры выветривания. Месторождение представлено остаточными и осадочными железооксидными рудами, залегающими в виде линзовидных тел мощностью 4-6 м.

По содержанию Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~22%) руды месторождения пригодны для получения пигментов, соответствующих требованиям ГОСТ. Запасы месторождения составляют 471,6 тыс. т категории C<sub>2</sub>.

В процессе ревизионного обследования  $\Phi \Gamma Y\Pi \ll UHUU$ геолнеруд» на месторождении выделен горизонт гематитовых руд мощностью 2 м, содержащих Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 65-67%. Из данных руд возможно получение красящего пигмента (маслоемкость 24,4%, укрывистость масляная 20 г/м<sup>2</sup>, массовая доля оксида железа 65,57%). Запасы высококачественных гематитовых руд составляют порядка 100 тыс. т по категории C<sub>2</sub>.

Результаты лабораторно-технологических исследований ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» показали, что добавление железоокисных пигментов участка Кзыл-Кол с содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 30-35% в цемент, сухие смеси и строительные растворы придает материалам яркие оттенки без снижения их прочностных свойств [1].

**Магнезит-гидромагнезитовые руды.** Малкинская потенциально магнезитоносная площадь объединяет ряд проявлений зон развития магнезит-серпентинитовых пород коры выветривания и участки развития склоновых образований, сложенных дезинтегрированными гидромагнезитсерпентинитовыми массами гравийно-песчано-глинистой фракции. В этих породах помимо серпентинита присутствует тонкодисперсный гидромагнезит. Содержание магнезиальных карбонатов здесь варьирует: гидромагнезита 22-97%, гидроталькита 1-17%, брусита 17-27%, магнезита – первые проценты. Размеры этих зон достигают в радиусе 50 м.

По оценке ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» прогнозные ресурсы магнезит-серпентинитовых руд категории Р<sub>3</sub> оценены в количестве 23 млн т.

Цветные камни. В северной части массива расположены проявления халцедона Таза-Кол и Лахран. Продуктивные залежи коры выветривания представляют собой пластообразные тела шириной 3-15 м и протяженностью 100-350 м с линзами и прожилками халцедона мощностью 3-20 см. Выявлены две разновидности халцедона. Первая характеризует голубовато-серые халцедоны с пятнами и оторочками вишневого цвета с пустотами, заполненными кристаллами прозрачного кварца. Вторая объединяет халцедоны табачного цвета с тонкими прожилками кварца. Халцедон обоих проявлений относится к ювелирно-поделочному сырью 3 сорта.

В антигорит-лизардитовых и антигоритовых серпентинитах, метасоматически измененных габброидах (родингитах), могут быть обнаружены проявления нефрита, недавно установленные сотрудниками ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» в аналогичных ультрамафитах Мало-Кяфарского массива [4].

**Асбест.** Проявления асбеста известны в среднем течении руч. Таза-Кол, а также в западной части массива в виде прожилков выполнения в сильно измененных железистых апогарцбургитах. Асбестовая минерализация пространственно ассоциациирует с габброидами и/или гроссуляровыми метасоматитами по габброидам, что указывает на связь формирования асбестовых жил с внедрением габброидов, спровоцировавших значительно более интенсивную серпентинизацию железистых апогарцбургитах.

Крепкие невыветрелые разности ультраосновных пород могут являться полезными ископаемыми в качестве облицовочного материала, декоративной крошки, огне- и кислотоупорного сырья, строительных материалов и магниевых удобрений.

Таким образом, Малкинский массив представляет собой крупный рудно-магматический узел, образованный сложнодифференцированным базит-ультрабазитовым массивом с месторождениями и проявлениями рудных и нерудных полезных ископаемых, из которых одни могут иметь перспективы промышленного освоения в ближайшем будущем (минеральные пигменты, цветные и облицовочные камни, строительные материалы, никель-кобальтовые и железные руды), другие (платина, гидромагнезит) требуют более детального геологического изучения. 1. Малкинский массив – перспективный источник нерудного сырья (Кабардино-Балкарская Республика) / А. С. Емкужев [и др.] // Пром. минералы: проблемы прогноза, поисков, оценки и инновац. технологии освоения м-ий: материалы междунар. науч.-практ. конференции (9-13 ноября 2015 г.). Казань: Казанская недвижимость, 2015. С. 123-126.

2. Маркин М. Ю. Предпосылки и признаки платиноносности Малкинского гипербазитового массива // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2011. №3. С. 74-77.

3. Маркин М. Ю., Парада С. Г., Шишкалов И. Ю. Состав и строение Малкинского ультрабазитового массива по результатам переинтерпретации аэромагнитных данных (Кабардино-Балкарская Республика) // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 3. С. 98-110.

4. Новые виды минерального сырья Северного Кавказа / Е. В. Беляев [и др.] // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2016. № 6. С. 15-21.

*Беляев Евгений Владимирович*, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань

# Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон: новые минералого-геохимические и изотопно-геохимические данные по ультрамафитовой части расслоенной серии

© <u>М. М. Богина<sup>1</sup></u>, А. В. Чистяков<sup>1</sup>, Е. В. Шарков<sup>1</sup>, В. А. Хвостиков<sup>2</sup>, Ж. П. Бурмий<sup>2</sup>, В. Л. Злобин<sup>3</sup> <sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, lekhta@mail.ru <sup>2</sup> Институт проблем технологии микроэлекторники и особо чистых материалов РАН, Черноголовка. Московская Область. Россия. khvos@iptm.ru <sup>3</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия, vzlobin@bk.ru

Проведены исследования изотопно-геохимического и минерального состава пород в вертикальном разрезе ультрамафитовой части Мончегорского расслоенного мафит-ультрамафитового плутона. Анализ изотопного состава Nd не выявил значительной коровой контаминации пород Перидотитовой зоны и Рудного Пласта Сопчи. Существенный коровый вклад отмечается только для пород Бронзититовой зоны. Согласно проведенным расчетам, первичный расплав Расслоенной серии соответствовал высоко-Мд базальту. Породы Рудного пласта Сопчи, по сравнению с породами Перидотитовой зоны, отличаются U-образной формой спектров РЗЭ, что может свидетельствовать о взаимодействии обедненного (перидотитового) расплава с остаточным расплавом/флюидом, обогащенным ЛРЗЭ. U-образная форма при более высоком содержании РЗЭ также характерна для бронзититов вблизи Рудного пласта. Формирование аномально высоко-Мg оливина и хромитов в хромититах дунитовой линзы было по-видимому связано с субсолидусными трансформациями.

Ключевые слова: Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон, Кольский кратон, изотопный состав Nd, коровая контаминация, Рудный пласт Сопчи, U-образная форма спектров РЗЭ, Дунитовая линза

## Monchegorsk Layered Mafic-ultramafic Pluton: New Mineralogical-Geochemical and Isotope-Geochemical Data on the Ultramafic Portion of the Layered Series

<u>M. M. Bogina<sup>1</sup></u>, E. V. Sharkov<sup>1</sup>, A. V. Chistyakov<sup>1</sup>,

*V. A. Khvostikov*<sup>2</sup>, *Zh. P. Burmii*<sup>2</sup>, *V. L. Zlobin*<sup>3</sup> <sup>1</sup>Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, lekhta@mail.ru

<sup>2</sup>Institute of Microelectronic Technology and Ultrahigh-Purity Materials, RAS,

Chernogolovka, Moscow oblast, Russia, khvos@iptm.ru

<sup>3</sup>Geological Institute, RAS, Moscow, Russia, vzlobin@bk.ru

Detailed isotope-geochemical and mineralogical-geochemical studies were focused on the vertical section of the ultramafic portion of the Monchegorsk Pluton and associated ore horizons. Nd isotope composition of the rocks reveals no significant variations and crustal contribution, except for the Bronzitite zone. The estimated initial melt of the studied rocks corresponded to high-Mg basalt. Ultramafic rocks of the Sopcha Ore Layer display a peculiar U-shaped REE pattern, which could be caused by their formation through the interaction between a melt and a fluid component. Examination of element variations in the chromitites from the Dunite Lens showed that extremely high-Mg compositions of olivine and chromite were likely related to subsolidus transformations.

Keywords: Monchegorsk layered mafic-ultramafic pluton, Kola Craton, Nd isotope composition, crustal contamination, Sopcha Ore Layer, U-shaped REE pattern, Dunite lens

Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон расположен в центральной части Кольского кратона. Его возраст оценивается в 2504 + 2 млн лет [1]. Массив представлен двумя ветвями: субмеридиональной Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) и субширотной Сопча-Нюд-Поаз. Ультрамафитовый разрез НКТ и Сопча снизу вверх состоят из следующих зон: (1) Краевая Зона; (2) Дунитовая зона (3) Перидодитовая зона ритмичного переслаивания гарцбургитов, оливиновых бронзититов, и бронзититов; и (4) Бронзититовая зона. В этой части массива присутствуют Cu-Ni руды НКТ, РGE-Си-Ni руды Рудного Пласта Сопчи (2-3 м горизонт перидотитов с прослоями пироксенитов в средней части бронзититовой зоны), а также хромититы Дунитовой линзы (рис. 1) [2, 3].

Изучению данного массива посвящено огромное количество публикаций, поэтому в данной работе основное внимание будет сфокусировано на наименее изученных аспектах, а именно на выявлении особенностей становления ультрамафитовой части разреза интрузива и его рудной минерализации на основании детального изотопно-геохимического и минералого-геохимического изучения пород в вертикальном разрезе и в рудных горизонтах, приуроченных к этой части плутона. Традиционные изотопные, ICP-MS и микрозондовые методы анализа были дополнены LA-ICP-MS анализом редкоэлементного состава оливинов и ортопироксенов.

Происхождение руд плутона часто связывается с ассимиляцией вмещающих пород [4]. Однако детальный анализ изотопного состава Nd в вертикальном разрезе массива выявил незначительную контаминацию пород рудного пласта Сопча, близкую к таковой в Перидотитовой зоны. Безрудные бронзититы, вмещающие Рудный пласт, характеризуются существенной контаминацией (єNd = -2.5, рис. 1). Это предполагает, что формирование рудного пласта было связано с дополнительной инъекцией расплава.

Расслоенная серия (Перидотитовая и Бронзититовая зоны). Минералы. Состав минералов незначительно варьирует в пределах ультрамафитовой части разреза. Мg# оливина варьирует от 88 в Перидотитовой зоне до 86 в бронзититах. Характерной чертой кумулятивного оливина данной части Мончегорского плутона является высокое содержание Ni, которое положительно коррелирует с Mg#, варьируя от 2500 до 4000 ppm. Кроме того, вверх по разрезу происходит уменьшение Mn в оливине, что согласуется с трендом кристаллизационной дифференциации. Магнезиальность Орх незначительно меняется от 88 в нижней части разреза Перидотитовой зоны до 87 в Бронзититовой зоне выше Рудного Пласта Сопча, и незначительно уменьшается в рудном пласте Сопча и сразу под ним до 86. Ортопироксены из Перидотитовой и Бронзититовой зон имеют близкий редкоэлементным состав, сходные REE спектры, обедненные LREE и обогащенные HREE (рис. 2).

**Породы** Перидотитовой Зоны незначительно обогащены LREE:  $((La/Yb)_N = 1,6-2.94; (La/Sm)_N = 1.52-2.59; (Gd/Yb)_N = 0, 89-0.96)$ , рис. 2). Бронзититы более существенно обогащены LREE:  $((La/Yb)_N = 2,69-4.99, (La/Sm)_N = 1.71-1,98; (Gd/Yb)_N = 1,15-2,24))$  при уровнях содержания 6-20 хондритов.



Рис. 1. Схематический разрез Мончегорского плутона с вариациями изотопного состава Nd

Оценка первичного состава расплава массива проводилась на основании данных по Перидотитовой зоне, изученной в скважине M20. Используя максимальное значение Mg# = 88, найденное в оливине из адкумулата, и коэффициент распределения оливин-расплав между Fe и Mg K<sub>ol-melt</sub> = (FeO/MgO<sub>ol</sub>)(FeO/MgO<sub>melt</sub>) = 0.345 [5], было вычислено FeO/MgO отношение в расплаве, равновесном с данным оливином (0.956) и найдены, соответственно, содержания MgO = 10.26 и FeO = 8.44. Состав Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.37 был оценен из максимального Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ортопироксене. Данный состав близок к составу мелкозернистых низко-Mg габброидов, обогащенных ЛРЗЭ из краевой зоны (рис. 2).



Рис. 2. Вариации РЗЭ в породах и ортопироксенах Мончегорского плутона

Рудный пласт Сопчи. Главные минералы. В Рудном пласте Сопчи Mg# оливина и содержание Ni по сравнению с ультрамафитами Расслоенной серии уменьшаются до 82.4-84 и 2500 ppm, соответственно. При этом корреляции между этими параметрами, типичной для процесса магматической дифференциации, не наблюдается. Кроме того, минерал обогащен Zn, Co, и Cu, достигая содержаний существенно выше возможных, что, скорее всего, связано с присутствием мельчайших включений рудных минералов, и свидетельствует об исходной обогащенности расплава рудными компонентами. В ортопироксене содержания рудных компонентов только незначительно повышены по сравнению с ортопироксенами из безрудных горизонтов, что подтверждает предположение о выделении рудных минералов на самой ранней стадии кристаллизации. В тоже время ортопироксены отличаются более высокими содержаниями Li, Mn, Cu, V, по сравнению с вышеописанными вмещающими бронзититами и перидотитами, и пониженным Zr. REE спектры в ортопироксенах в Рудном пласте характеризуются большим обеднением LREE по сравнению с ортопироксенами из вмещающих пород, при общем уменьшении суммы REE (рис. 2).

**Породы** Рудного пласта Сопча, по сравнению с породами Перидотитовой зоны, отличаются Uобразной формой спектров REE, связанной с обеднением MREE:  $((La/Yb)_N = 0,40-1.9, (La/Sm)_N = 1.57-2.59; (Gd/Yb)_N = 0.29-0.76))$  и более низкими содержаниями РЗЭ (ниже одного 1 хондрита) (рис. 2). Формирование Рудного пласта, скорее всего, было связано с дополнительной инъекцией ультамафитового расплава в Бронзититовую зону, более фракционированного относительно Перидотитовой зоны. Так как порода практически не была подвержена наложенным процессам и не несет следов значительной коровой контаминации, U-образная форма REE может свидетельствовать о взаимодействии обедненного (перидотитового) расплава с остаточным расплавом/флюидом, обогащенным LREE. U-образная форма при более высоком содержании REE также характерна для бронзититов вблизи Рудного пласта.

Особенности минерального состава Дунитовой линзы и хромититов. Анализ пород и минералов Дунитовой линзы и приуроченных к ней хромититов выявил их существенные отличия от таковых расслоенной серии. Оливин в дунитовой линзе характеризуется широкими вариациями Mg# от 93 в дунитах верхней части, достигая 95-97 в хромититах, и уменьшаясь до 92 под ними. При этом корреляция между Ni и Mg# отсутствует: максимальные содержания NiO (до 0.75%) отмечаются в оливинах из дунитов над хромититами. В оливинах в хромититах происходит скачкообразное увеличение MgO, при существенном уменьшении TiO<sub>2</sub> и незначительном, NiO, полное исчезновение CuO, и существенное уменьшение MnO. Данная картина осложняется несистемными вариациями состава **хромита**. В верхней части хромититового горизонта происходит уменьшение MgO при широких вариациях  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ . В центральной части пласта происходит резкое увеличение  $Cr_2O_3$  (до 61.22%) и MgO (до 15.01%), уменьшение  $Al_2O_3$ , TiO<sub>2</sub>,  $V_2O_3$ , резкое уменьшение FeO, полное исчезновение MnO и практически полное – Zn, и далее вниз незначительное уменьшение  $Cr_2O_3$  (до 55.16%) и MgO (11.41%) при уменьшении TiO<sub>2</sub>, NiO и ZnO.

На контакте с хромититовым пластом во вмещающих дунитах происходит скачкообразное изменение состава минералов: уменьшение Mg# в оливине до 93 и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хромите до 47.23%. Отсутствие типичных магматических трендов в пределах хромититового пласта в комплексе с постепенным "рафинированием" состава хромита (резкое уменьшение содержания ряда элементов) может свидетельствовать, что состав высоко-Cr хромита и высоко-Mg оливина в хромититах был сформирован в результате субсолидусного переуравновешивания.

**Выводы.** Изучение изотопного состава Nd в вертикальном разрезе массива выявило, что исходные расплавы не испытали существенной коровой контаминации, за исключением пород Бронзититовой зоны. Слабые системные вариации составов главных минералов согласуются с трендом дифференциации. Вычисления показали, что первичный расплав изученных пород Расслоенной серии соответствовал высоко-Mg базальту. На основании РЗЭ состава пород сделан вывод о вкладе флюидной компоненты в происхождение Рудного пласта Сопчи. Формирование аномально высоко-Mg оливина и хромитов в хромититах дунитовой линзы было по-видимому связано с субсолидусными трансформациями.

#### Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00708

1. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1996. V. 75. P. 31-46.

2. Matzen A. L., Baker M. B., Beckett J. R., Stolper E. M. Fe-Mg partitioning between olivine and high-magnesian melts and the nature of Hawaiian parental liquids // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 1243-1263.

3. Sharkov E. V., Chistyakov A. V. The Early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafic-ultramafite massif in the Kola Peninsula: geology, petrology and ore potential // Petrology. 2012. V. 20. P. 607-639.

4. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района / В. Ф. Смолькин [и др.]. Апатиты: КНЦ, 2004. Т. 1. 177 с. Т. 2. 177 с.

5. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мочегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем / В. В. Чащин, Т. Б. Баянова, Ф. П. Митрофанов, П. А. Серов // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. С. 1-23.

Богина Мария Михайловна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГЕМ РАН, Москва

## Апатитовые руды в ультрамафит-карбонатитовых комплексах докембрия

© В. Л. Бочаров

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, gidrogeol@mail.ru

Карбонатитовые месторождения апатита пространственно и генетически связаны с кольцевыми или линейнотрещинными массивами щелочных ультраосновных пород, при этом в контурах рудоносной формации объединены щелочная ультраосновная, щелочная основная, щелочная средняя и карбонатная магматические серии – производные единой мантийной магмы.

Ключевые слова: карбонатиты, месторождение, апатит, рудоносная формация, магматическая серия, щелочные породы.

#### Apatite Ore in Ultramafite-carbonatite Complexes of the Precambrian

## V. L. Bocharov

Voronezh state University, Voronezh, Russia, gidrogeol@mail.ru

Carbonatite deposits of apatite are spatially and genetically associated with annular or linear fissure array of alkaline ultrabasic rocks, while in the contours of the ore-bearing formations combined alkaline ultrabasic, alkaline primary, middle and alkaline carbonate magmatic series – derivatives of a single mantle magma [1,2]. Apatite deposits in carbonatite complexes are quite numerous, and even now play a role in the overall balance of agrochemical raw materials of the country (the proven reserves of 830 million tons, including  $P_2O_5$ , about 190 million tons). It should be noted that the complex ore deposits carbonatitic includes besides apatite, magnetite, ilmenite, mica, rare metals, rare earths, strontium.

Keywords: carbonatites, field, Apatite, ore-bearing formation, magmatic series, alkaline rocks.

Карбонатитовые месторождения апатита пространственно и генетически связаны с кольцевыми или линейно-трещинными массивами щелочных ультраосновных пород, при этом в контурах рудоносной формации объединены щелочная ультраосновная, щелочная основная, щелочная средняя и карбонатная магматические серии – производные единой мантийной магмы [1, 2]. Апатитовые месторождения в карбонатитовых комплексах довольно многочисленны и уже в настоящее время играют определенную роль в общем балансе агрохимического сырья страны (разведанные запасы 830 млн тонн, в том числе P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> около 190 млн тонн). Следует отметить, что рудный комплекс карбонатитовых месторождений включает, кроме апатита, магнетит, ильменит, слюды, редкие металлы, редкие земли, стронций.

При существующих темпах роста производства фосфорных удобрений разведанных запасов фосфатного сырья уже в ближайшее время будет недостаточно. Наиболее перспективный путь расширения сырьевой агрохимической базы – вовлечение в промышленное использование апатитовых месторождений карбонатитового типа [3]. Актуальна эта проблема не только для районов Сибири и Дальнего Востока, но и юга Европейской части страны, где известны апатитовые проявления в карбонатитовых комплексах докембрийского возраста и существуют крупные предприятия по производству минеральных удобрений, а потребность сельского хозяйства в высококачественных фосфатсодержащих удобрениях удовлетворяется не полностью.

Следует заметить, что имеющиеся к настоящему времени обобщения по апатитоносности карбонатитовых комплексов касаются в основном фанерозойских карбонатит-щелочно-ультраосновных массивов. Исключение составляет массив Палабора (Южная Африка), возраст которого 2047 ± 11 млн лет (Rb-Pb радиохронометрия по торианиту и бадделеиту [1]). Особый интерес в связи с этим приобретает изучение апатитового оруденения в докембрийских линейно-трещиных массивах, одним из наиболее перспективным среди которых является Дубравинский, расположенный в юго-западной части ВКМ (район КМА, рис.).

Комплексные апатит-магнетитовые и апатит-силикатные руды приурочены к интрузивному телу, прорывающему архейские гранитогнейсы обоянской серии. Повышенная фосфатность свойственна практически всем породным группам карбонатитового комплекса — щелочным пироксенитам, щелочным сиенитам, силико-, мела- и лейкокарбонатитам, а также экзоконтактовым фенитам [4]. Однако собственно апатитоносные образования локализуются в сравнительно ограниченных интервалах, характеризующихся чередованием относительно богатых апатитом участков с бедными и даже лишенными оруденения.



Рис. Схематическая геологическая карта Дубравинского массива (восточное продолжение субширотной ветви не показано): 1 – щелочные пироксениты, 2 – карбонатиты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – фениты, 6 – вмещающие гнейсы, мигматиты; 7 – профиля скважин, 8 – положение краевых скважин в профилях

В соответствии с классификацией апатитовых месторождений и с учетом апатитсодержащих минеральных парагенезисов в пределах месторождения выделены четыре типа апатитоносных пород и руд, различающихся содержанием полезного компонента (табл.).

Первый тип — апатит-сфен-силикатный — соответствует, по нашему представлению, докарбонатитовому, а остальные три — апатит-силикатный в силикокарбонатитах, апатит карбонатный в мелаи лейкокарбонатитах и апатит-магнетитовый в нельсонитах — собственно карбонатитовому этапам. Отметим, что основная масса фосфора сосредоточена в карбонатитах, то есть наиболее продуктивным в отношении апатитового оруденения был карбонатитовый этап развития рудно-магматической системы, хотя отдельные локальные скопления богатых апатитовых руд связаны с ранними силикатными породами.

Апатит-сфен-силикатные руды установлены в крупнозернистых (пегматоидных) пироксенитах центральной части щелочно-карбонатитового интрузива. Апатит образует гнездообразные скопления крупных (до 1,5–2 мм) кристаллов, при этом гнезда окаймлены мелкочешуйчатым биотитом. Кроме того, в пироксенитах присутствует мелкозернистый (0,1–0,2 мм) апатит. Руды отличаются высоким содержанием фосфора (табл.), однако апатитовые участки маломощные (0,3–1 м). Необходимо отметить, что для этого типа апатитовых руд обычна ассоциация апатита со сфеном в сравнительно слабо карбонатизированных разновидностях пироксенитов.

Апатит-силикатные руды в силикокарбонатитах не отличаются высоким уровнем концентрации апатита, но охватывают обширную группу пород, более-менее равномерно насыщенных фосфором. Рудовмещающие породы отвечают кальцит- или доломитсодержащим пироксен-амфибол-слюдистым метасоматитам. Апатит в них распределен неравномерно; наряду со шлировидными обособлениями в ассоциации с амфиболом, биотитом, кальцитом, присутствует равномерно рассеянная вкрапленность мелко- и среднезернистого апатита, часто вместе со сфеном и магнетитом. Мощность обогащенных апатитом участков, выделяемых по содержанию фосфора в качестве рудных тел, достигает 50–80 м, однако шлировые обособления апатита в их пределах довольно редки.

	Кол-во	Содержание Р2О5		
Типы апатитоносных пород и руд	опреде- лений	ОТ	до	среднее
Дубравинское (КМА)				
Апатит-сфен-силикатный в пироксенитах	5	18,5	24,8	22,5
Апатит-силикатный в силикокарбонатитах	21	2,25	9,2	5,11
Апатит-карбонатный в карбонатитах	20	2,82	12,5	7,34
Апатит-магнетитовый в нельсонитах	21	8,62	22,5	17,15
Средневзвешенное по рудам	67			7,45
Новополтавское (черниговский комплекс, Укр	раинское I	Триазон	зье)	
Апатит-силикатный в твейтозит-пироксенитах	3	3,02	11,79	6,92
Апатитовый в кимберлитовых карбонатитах	14	3,2	5,54	4,12
Апатит-карбонатный в севитах, альвикитах, бефорситах	148	1,83	12,59	3,93
Апатит-магнетитовый в фоскоритах	7	6,9	28,56	15,74
Средневзвешенное по рудам	172			6,85
Тикшеозерское (Северная Карелия)				
Апатит-карбонатный в карбонатитах	106			4,3
Апатит-титаномагнетитовый в пироксенитах	27	3,27	6,46	4,86
Средневзвешенное по рудам	133			4,5

Содержание Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> в рудах апатитовых месторождений (%)

Апатит-карбонатитовые руды локализованы в дайкообразных телах разнозернистых лейкокарбонатитов. Крупнозернистые севиты содержат, главным образом, шлировидные выделения хорошо образованных идиоморфных кристаллов апатита размером до 2 мм, ассоциирующих со сфеном, магнетитом и ильменитом. В мелкозернистых севитах апатит присутствует в виде агрегатов, образующих полосы шириной от 1 до 3-4 м, в пределах которых концентрируются также биотит и магнетит, вследствие чего руды приобретают характерную полосчатую текстуру. Изредка встречаются сахаровидные агрегаты апатита в кальците, приуроченные, главным образом, к контактовым зонам карбонатитов и вмещающих их силикатных пород. Границы рудных тел практически совпадают с границами лейкокарбонатитов, однако анхимономинеральные карбонатиты распространены только в центральной, наиболее мощной части массива и, несмотря на более высокое, чем в силикокарбонатитах, содержание фосфора обладают заметно меньшими ресурсами полезного компонента.

Особое место занимают полосчатые среднезернистые апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа с объемным соотношением апатита и магнетита от 1:1 до 2:1. Руды локализованы в виде самостоятельного линзовидного тела в центральной части массива на контакте силикокарбонатитов с кальцитовыми и кальцит-доломитовыми лейкокарбонатитами. В ряде случаев наблюдается постепенный переход апатит-магнетитовых руд в апатитсодержащие карбонатиты с сохранением полосчатой текстуры. Видимая мощность рудного тела по разрезам скважин составляет 15-40 м. Важно подчеркнуть, что апатит-магнетитовые руды, как правило, связаны не только с севитами, но и с бефорситами, что отличает их от апатит-карбонатного типа оруденения.

Химический анализ апатитов из апатит-карбонатных и апатит-магнетитовых руд свидетельствует о принадлежности их к низкофтористой разновидности (1,1-3,3%) с небольшим содержанием редких земель (≤1%). Примерно такие же содержания этих элементов характерны для апатитов из доломитовых бефорситов черниговского комплекса юго-восточной части Украинского щита [5] и апатит-карбонатных руд Северной Карелии [6].

Ценность апатитовых руд щелочно-карбонатитовой формации заключается в их комплексности и сравнительной нетрудоемкости подготовки рудного концентрата. Примером является апатитмагнетитовое месторождение Палабора (Юж. Африка), в котором содержится более 1 млрд тонн высококачественных (магнетита – 35%, апатита – 25%) руд с годовым выпуском магнетитового и апатитового концентрата 2,5 млн тонн и 1 млн тонн соответственно [1]. Для апатитовых руд ультрамафиткарбонатитовых месторождений докембрия, содержащих в среднем 6,5-7,5% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и невысоким (<0,75%) содержанием стронция, применимы в целом те же способы подготовки и для других месторождений ультрамафит-карбонатитовой формации [7]. Кроме того, возможно комплексное использование ультрамафит-карбонатитовых месторождений на основе попутного извлечения сфенового концентрата, а также известковой муки, что существенно повышает перспективы месторождений в общем минерально-сырьевом балансе крупных территориально-производственных комплексов Приазовья (Украина) и Воронежского массива (Россия).

1. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Фосфор в процессах плавления мантии // Доклады АН СССР. 1983. Т. 269, №5. С. 1192-1194.

2. Williams T., Kogarko L. New data on rare-metal mineralization in the Guli Massif Carbonatites, Arctic Siberia // Geochemistry International. 1996. V. 34. P. 433-440.

3. Бочаров В. Л., Багдасарова В. В., Белых В. И. Апатитоносность карбонатитового массива КМА // Известия АН СССР. Сер. геол. 1986. №9. С. 81-88.

4. Бочаров В. Л., Фролов С. М. Апатитоносные карбонатиты КМА. Воронеж: Петровский сквер, 1993. 123 с.

5. Кривдик С. Г., Ткачук В. И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1990. 408 с.

6. Клюнин С. Ф., Сафронова Г. П., Белобородов В. И. Новые рудопроявления апатита в северной Карелии // Геология и минералогия месторождений апатита Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1987. С. 37-43.

7. Klemme S., Dalpu C. Trace element partitioning between apatite and carbonatite melt // Amer. Miner. 2003. V. 88. P. 639-646.

*Бочаров Виктор Львович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой Воронежского государственного университета

## Распределение радиоактивных элементов в щелочных ультрамафит-мафитовых породах и карбонатитах юго-запада Воронежского кристаллического массива

© <u>В. Л. Бочаров</u>, Л. Н. Строганова, С. В. Бочаров Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия, gidrogeol@mail.ru

Радиоактивные элементы – уран и торий – постоянно присутствуют в докембрийских ультраосновных-основных породах и карбонатитах юго-западной части Воронежского кристаллического массива (район КМА). По общему уровню накопления радиоактивных элементов щелочные породы и карбонатиты близки к однотипным породным ассоциациям одновозрастных интрузий Украинского Приазовья. Различия касаются соотношений урана и тория. В породах щелочнокарбонатитовых массивов юго-запада Воронежского массива преобладает торий; Th/U отношение близко к хондритовому. В щелочных породах и карбонатитах Украины отчетливо проявлена урановая специализация.

Ключевые слова: карбонатиты, щелочные породы, радиоактивные элементы, апатит, циркон, Воронежский кристаллический массив, Украина.

## The Distribution of Radioactive Elements in Alkaline Ultramafite-Mafic Rocks and Carbonatites of the South-West of Voronezh Crystalline Massif

<u>V. L. Bocharov</u>, L. N. Strogonova, S. V. Bocharov Voronezh state University, Voronezh, Russia, gidrogeol@mail.ru

Radioactive elements – uranium and thorium are always present in the Precambrian ultrabasic-basic rocks and carbonatites of the South-Western part of Voronezh crystalline massif (district KMA). On the general level of accumulation of radioactive elements in alkaline rocks and carbonatites are close to the same type of rock association of coeval intrusions of the Ukrainian Azov region. Differences in ratios of uranium and thorium in rocks of alkaline-carbonatite massifs of the South-West, Voronezh massif is dominated by thorium; Th/U close to the chondrite. In alkaline rocks and carbonatites of Ukraine clearly manifested uranium specialization. Keywords: carbonatites, alkaline rocks, radioactive elements, apatite, zircon, Voronezh crystalline massif, Ukraine.

Keywords, carbonautes, arkanne rocks, rauloactive elements, aparte, zricon, voronezh crystanne massi, okrame.

Щелочные породы повышенной магнезиальности и связанные с ними карбонатиты отличаются наиболее высоким уровнем накопления радиоактивных элементов. Особенно это характерно для крупных щелочных ультраосновных-основных с карбонатитами комплексов мезозоя, с которыми возможна связь крупных, экономически значимых скоплений радиоактивных элементов – урана и тория [1-4]. Присутствуют эти элементы и в щелочно-карбонатитовых ассоциациях более древних, протерозойских магматических систем [5-8]. Однако до последнего времени сведения о радиоактивности щелочных пород и карбонатитов, как и о самих интрузивных массивах повышенной щелочности докембрийских геологических структур, были крайне ограничены. В этой связи особый интерес приобретают исследования распределения радиоактивных элементов в протерозойских линейнотрещинных серповидных массивах щелочных пород и карбонатитах, выявленных в юго-западной части Воронежского массива [5].

Концентрации урана и тория определены во всех типах пород щелочно-карбонатитовых интрузий методом ICP MS (табл.). Наибольшая вариабильность содержаний радиоактивных элементов свойственно щелочным пироксенитам, наименьшая – карбонатитам, нельсонитам и щелочным сиенитам. Важным параметром радиогеохимического фона комплекса щелочных ультраосновных пород и карбонатитов является устойчиво высокое торий-урановые отношение (пределы колебаний 1,36-5,64; среднее значение 3,5).

Одним из главных концентраторов урана и тория в породах щелочно-карбонатитового комплекса является апатит. Акцессорный циркон распространен в породных ассоциациях крайне ограниченно, и радиогеохимический фон обязан здесь, главным образом, апатиту [9]. Радиоактивность апатита имеет отчетливую ториевую направленность при весьма широких колебаниях содержаний как урана, так и тория. Важно отметить, что особенности распределения урана и тория в апатите в целом согласуются с поведением радиоактивных элементов в самих породах карбонатитового комплекса, что может служить одним из критериев единства магматического источника для всей породной ассоциации полифазных карбонатитовых интрузий. При этом рост отношения тория к урану отражает фракционную кристаллизацию минералов карбонатитового комплекса.

Номера проб	Порода	U	Th	Th/U		
Дубравинский массив						
5439/556	Щелочной пироксенит	1,92	10,84	5,64		
5436/358	Щелочной пироксенит	1,87	9,35	5,00		
6200/36	Щелочной пироксенит	3,14	10,14	3,20		
5439/255	Метасоматит апопироксенитовый	4,12	9,46	2,29		
6207/36	Метасоматит	3,95	10,74	2,71		
	апопироксенитовый					
5449/469	Фоскорит	3,99	15,24	3,81		
5406/438	Фоскорит	4,22	11,15	2,64		
5449/369	Нордмаркит	2,25	7,22	3,20		
6207/265	Нордмаркит	3,93	7,15	1,81		
5402/544	Сиенит щелочной	5,45	20,05	3,67		
5402/438	Сиенит щелочной	6,40	20,84	3,25		
5406/426	Гранит щелочной	6,17	24,05	3,89		
6225/440	Гранит щелочной	8,34	22,12	2,65		
5439/348	Метасоматит апогранитный	5,85	15,34	2,62		
6200/314	Карбонатит	6,82	17,12	2,51		
6200/352	Карбонатит	8,11	19,24	2,37		
5412/258	Карбонатит	10,26	24,12	2,35		
6225/206	Карбонатит	9,08	22,66	2,49		
6211/279	Карбонатит	12,14	20,74	1,70		
5402/434	Нельсонит	18,10	24,64	1,36		
5402/405	Нельсонит	10,22	17,32	1,69		
5402/448	Нельсонит	9,85	18,10	1,83		
5406/371	Нельсонит	9,12	21,15	2,31		
Северо-Волотовский массив						
6226/245	Щелочной пироксенит	5,22	12,06	2,31		
6226/220	Щелочной пироксенит	4,44	11,55	2,60		
6221/321	Фенит	3,44	9,15	2,65		
6221/361	Силикокарбонатит	4,18	8,88	2,12		
6210/302	Метасоматит апосиенитовый	3,44	10,42	3,02		
Петровский массив						
6215/388	Щелочной пироксенит	2,92	9,46	3,23		
6215/395	Щелочной пироксенит	2,07	6,25	3,01		
6220/278	Силикокарбонатит	2,25	9,64	4,28		
6220/318	Карбонатит	4,85	11,12	2,29		
6220/302	Карбонатит	3,74	8,14	2,17		
6220/314	Нельсонит	8,25	16,96	2,05		
6226/339	Метасоматит апогранитный	3,42	8,18	2,39		

Содержание радиоактивных элементов в породах щелочно-карбонатитового комплекса юго-западной части Воронежского кристаллического массива (n·10<sup>-4</sup> %)

Основными источниками промышленных скоплений радиоактивных элементов являются конечные продукты кристаллизации щелочных пород – пегматиты, а также многочисленные метасоматические (скарны, альбититы) и жильные (кварцевые, карбонатные, флюорит-баритовые) образования. В настоящее время учеными-геохимиками обращено внимание на пирохлоровые карбонатиты, как возможные источники радиоактивных элементов, где уран и торий присутствуют в редкометальных акцессорных минералах – перовските, пирохлоре, апатите, сфене [4]. В качестве примера может служить мезозойская Гулинская щелочно-карбонатитовая магматическая система на севере Сибирской платформы, где агпаитовые нефелиновые сиениты отличаются весьма высокими концентрациями радиоактивных элементов, приближающимися к промышленно значимым (U - 36,07<sup>-10<sup>-4</sup></sup>%, Th -134,910<sup>-4</sup>%, [4]). Иное положение характерно для протерозойских щелочно-карбонатитовых комплексов КМА и Украинского щита, где значительных концентраций радиоактивных элементов не происходит. Кроме того, если отношение тория к урану в породах дубравинского комплекса КМА вполне соответствует хондритовому, как и щелочных породах и карбонатитах Гулинского массива Полярной Сибири, то в аналогичных породах черниговского комплекса Украинского Приазовья это отношение в пользу урана. Этот элемент устойчиво преобладает над торием практически во всех породных ассоциациях, начиная с оливинитов и щелочных пироксенитов и заканчивая севитами, альвикитами и фоскоритами [8].

Другим вероятным механизмом, вызвавшим фракционирование урана и тория, может быть частичное плавление мантии в условиях различных глубин. Менее глубинный характер щелочного магматизма юго-западной части Воронежского кристаллического массива (район КМА), по сравнению с Маймеча-Котуйской провинцией Полярной Сибири [4], подтверждается отсутствием супервысокомагнезиальных высокотемпературных пород маймечитового состава и, как следствие, более низким уровнем накопления радиоактивных элементов. Отличие в соотношениях тория и урана в щелочных породах и карбонатитах юго-запада Воронежского массива и Украинского Приазовья, повидимому, связано с неоднородностью древнего мантийного источника, а именно, с аномальным обогащением ураном мантийного вещества, ответственного за формирование украинских щелочных пород и карбонатитов.

1. Kepper H., Wyllie P.J. Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes // Nature. 1990. V. 248. P. 531-533.

2. Williams T., Kogarko L. New data on rare-metal mineralization in Guli Massif Carbonatites. Arctic Siberia // Geochemistry International. 1996. V. 34. P. 433-440.

3. Klemme S., Dalpu C. Trace element portioning between apatite and carbonatite melt // Amer. Miner. 2003. V. 88. P. 639-646.

4. Когарко Л. Н. Условия накопления радиоактивных металлов в процессах дифференциации ультраосновных щелочнокарбонатитовых формаций // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 4. С. 262-271.

5. Бочаров В. Л. Геохимия щелочно-карбонатитового комплекса КМА // Х семинар «Геохимия магматических пород»: тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984. С. 21-23.

6. Бочаров В. Л. Апатитоносные карбониты КМА и особенности распределения в них редких элементов // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. 2008. № 2. С. 140-151.

7. Кривдик С. Г., Ткачук В. И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1990. 408 с.

8. Глевасский Е. Б., Кривдик С. Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наукова думка, 1981. 228 с.

9. Романчев Б. П., Бочаров В. Л. Генетические типы апатита Дубравинского массива КМА // Геохимия. 1990. №7. С. 1047-1052.

*Бочаров Виктор Львович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой Воронежского государственного университета

#### Возможности современного термографического метода для изучения серпентинов

 © <u>Н. И. Брянчанинова</u><sup>1</sup>, А. Б. Макеев<sup>2</sup>, Н. М. Боева<sup>2</sup>
 <sup>1</sup>Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского (ГГМ) РАН, Москва, Россия, n.bryanchaninova@sgm.ru
 <sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия, abmakeev@igem.ru

Пики эндоэффектов серпентинов по результатам анализов на приборе NETZSCH STA 449F1A-0018-М сдвинуты на 20– 25°С в сторону меньших температур по сравнению с дериватографом Паулик-Паулик-Эрдей производства Венгрии. Но характерные признаки разных видов серпентинов и положение экзоэффекта кристаллизации оливина 790–828°С остались прежними, что позволяет проводить точную диагностику лизардита, хризотила, антигорита, хлорита, брусита и определять их количественное содержание в породе с большой точностью. Температуры эндоэффектов брусита в разных образцах ультраосновных пород сильно отличаются, что может быть интерпретировано как влияние размерного эффекта.

Ключевые слова: термический анализ серпентинов, лизардит, антигорит, хризотил, хлорит, брусит, размерный эффект, Полярный Урал.

## The Capabilities of Modern the Rmographic Method for the Study of the Serpentines

N. I. Bryanchaninova<sup>1</sup>, A. B. Makeyev<sup>2</sup>, N. M. Boeva<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Vernadsky State Geological Museum (SGM RAS), Moscow, Russia n.bryanchaninova@sgm.ru
<sup>2</sup> Institute of Geology of ore deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, Russia, abmakeev@igem.ru

Serpentine endoeffect peaks visible on the results of thermal analysis by NETZSCH STA 449F1A-0018-M are shifted towards lower temperatures (20-25°C) compared to analysis by derivatograph Paulik-Erday used before. But the characteristic features of various serpentines and exoeffect position of olivine crystallization (790-828°C) remained the same. New derive allows to diagnose the presence of lizardite, chrysotile, antigorite, chlorite, brucite and determine their content in the rock with high precision. The observed temperature difference of brucite endoeffects in different serpentinite samples is substantial presumably due to the influence of the size effect.

Keywords: thermal analysis of serpentines, lizardite, chrysotile, antigorite, chlorite, brucite, size effect, Polar Ural.

Хромитоносные массивы Полярного Урала – удобный объект для изучения процессов метаморфических преобразований ультрабазитов. Степень серпентинизации их не равномерна и возрастает к краевым частям. Характерная для полярноуральских массивов антигоритовая серпентинизация редко встречается в других массивах Урала.

Для изучения серпентинитов Полярного Урала нами был использован метод термического анализа пород [4–8], позволяющий диагностировать и количественно определить брусит (Brc), лизардит (Liz), антигорит (Ant), хризотил (Hzl), хлорит (Chl), тремолит (Trm), тальк (Tlc). При некотором навыке можно отличать α- и β-лизардит. Минералы группы серпентина при нагревании разлагаются при разных температурах. На термограммах серпентинов (рис. 1) в области 600–800°С присутствуют характерные эндоэффекты отделения воды: 620–630 для β-лизардита, 660–670 – α-лизардита, 720–730 – хризотила, 770 – антигорита. При 800–815°С – проявляется характерный экзоэффект регенерации оливина. По потере воды в различных температурных интервалах рассчитывается содержание отдельных минералов даже в их смесях.

Результаты исследований показали, что содержание метаморфогенных минералов в породах варьирует в широких пределах. Содержание брусита изменяется от 0 до 18.8 %, лизардита – от 0 до 82.9, хризотила – от 0 до 90.5, антигорита – от 0 до 92.2, хлорита – от 0 до 14.4, тремолита – от 0 до 25.6, магнетита – от 0 до 9.7, магнезита – от 0 до 3.83, сумма вторичных минералов – от 0 до 99.84 %. Устойчивые отрицательные корреляционные связи наблюдаются между антигоритом и лизардитом, бруситом, хризотилом, положительные – между лизардитом и бруситом, антигоритом и магнетитом, тремолитом и хлоритом. В ультрабазитах Полярного Урала повсеместно распространен  $\alpha$ -лизардит, а  $\beta$ -лизардит чаще всего встречается в зонах хромового оруденения, в породах контактового дунитверлит-клинопироксенитового комплекса и зонах гранулитового метаморфизма.

Антигорит представлен тремя генерациями. Самая ранняя (Ant<sub>1</sub>) образуется по первичным силикатам ультрабазитов при регрессивном метаморфизме вместе с тальком и актинолитом и предшествует петельчатой серпентинизации [2]. Основная кристаллизация антигорита (Ant<sub>2</sub>) связана с этапом локального (прогрессивного) метаморфизма и следует за регрессивной петельчатой серпентинизацией. Породы этого этапа серпентинизации называют войкаритами. В третью генерацию выделен антигорит (Ant<sub>3</sub>), отличительной особенностью которого является развитие непосредственно по оливину, в отличие от войкаритов, где антигорит (Ant<sub>2</sub>) накладывается на лизардит-бруситовую ассоциацию. Антигорит (Ant<sub>3</sub>) встречается в ассоциации с ферробруситом, гидродиопсидом, магнетитом. Как по-казали изотопные исследования Ant<sub>2</sub> и Ant<sub>3</sub> различаются по содержанию дейтерия [3].

Таблица

№ обр.	Brs	β-Liz	α-Liz	Hrz, Ant	Chl	Amph	Sum,%
ПУ4108				726		931	
				<b>Hrz-</b> 91,0		9	100,0
M-4021	(331+409)		664	729		927	
	vV-9,55		52,10	Hrz-34,09		4	99,74
M-3380	(338+392)	625	681	730	790		
	Vv-6,45	32,32	35,84	<b>Hrz</b> -23,66	2,99		99,15
M-4706	421	613	677		790	973	
	13,50	23,86	36,22		3,31	7	83,80
M-4706a	412	607	675		790	961	
	11,93	30,71	30,79		3,46	6,5	83,32
M-3899	422	618	673		790		
	5,74	43,86	27,09		3,15		79,79
M-4205	(317+460)	621			790		
	VV-18,38	71,10			5,35		99,84
L1097-43	400	650	677		790		
	3,64	62,13	21,18		3,78		90,73
L1097-40	400		664		790		
	2,13		83,94		4,33		90,40
Φ-176	400	640		750	790	992	
	3,71	32,60		Ant-16,30	9,37	10,0	71,98
M4925			673	742	790		
			44,50	Ant-44,50	2,28		91,28
M-4925			673	742,6	790		
			51,73	Ant-37,32	2,28		91,33
M-4635	400	645	701	750	800		
	1,97	13,15	44,96	Ant-28,27	5,11		93,46

Интерпретация результатов термического анализа серпентинитов

Примечание: Верхняя графа – температура (°C) максимума пика, нижняя графа – расчетное содержание вторичного минерала (%) в пробе. Показана форма кривой потери массы в случае раздвоения бруситового пика (vV, Vv, VV).

Установлено десять устойчивых минеральных парастерезисов: 1) Anf+Olv –  $\alpha$ -Liz+Brs; 2) Tlc+Act+Chl –  $\alpha$ -Liz+Brs+Mzt; 3) Olv+Ant<sub>1</sub> –  $\alpha$ -Liz+Brs+Mzt; 4)  $\alpha$ -Liz+Brs+Mzt; 5) En+Olv+Mgt – Act+Tlc+Mzt – (Ant<sub>2</sub>+Chl+Mgt) – ( $\beta$ -Liz+Mgt); 6) Tlc+Trm+Mgt – Ant<sub>2</sub>+Chl+Mgt –  $\alpha$ -Liz+Brs+Mzt; 7) Olv+Ant<sub>2</sub>+Mgt; 8) Tlc+Mzt+Mgt; 9) Hzl+Chl+Mgt; 10)  $\beta$ -Liz+Brs+Mgt. Первые четыре относятся к регрессивным фациям метаморфизма, остальные шесть – к прогрессивным (или контактовым) [1, 7].

Современные приборы для термического анализа дают новые возможности для изучения серпентинов [8]. Сравнение результатов термических анализов серпентинитов, выполненных в разное время на двух разных приборах – ранее в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (на дериватографе Ф. Паулик, Я. Паулик, Л. Эрдей (Венгрия) при обычной воздушной атмосфере из навески 1000 мг) и в настоящее время в ИГЕМ РАН (прибор NETZSCH STA 449F1 Jupiter, в воздушной атмосфере из навески 40 мг), показало, что пики эндоэффектов серпентинов на кривой дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК) при съемке на последнем приборе сдвинуты на 20–25°C в сторону меньших температур. Но характерные признаки разных видов серпентинов и положение экзоэффекта кристаллизации оливина 790–828°C остались прежними, что позволяет и на новом приборе проводить точную диагностику лизардита, хризотила, антигорита, хлорита, брусита и определять их количественное содержание в породе с большой точностью. Большая чувствительность и точность прибора синхронного термического анализа (СТА) в ИГЕМ РАН позволила получить новые интересные результаты (таблица, рис. 1, 2).



Рис. 1. Термограммы двух образцов серпентинита из ультрабазитовых массивов Полярного Урала: *a* – М-4706 – аподунитовый серпентитит (Brc+β-Liz+α-Liz+Chl), Рай-Из; *б* – М-4925 – апогарцбургитовый серпентинит-войкарит (α-Liz+Ant+Chl), Сыум-Кеу



Рис. 2. Термограммы двух образцов брусита с разной размерностью кристаллитов

Установлено, что брусит имеет два эндоэффекта (рис. 2) – низкотемпературный и высокотемпературный с разницей в 78–86°С между двумя пиками для двух измеренных образцов. Брусит в обр. M-4021 (331 и 409°С), а в обр. К-1 (394 и 480°С). То, что в ДСК наблюдается два пика в каждом образце брусита, можно объяснить разными температурными интервалами дегидратации магнезиальной и железистой компоненты гидрооксидов [Mg(OH)<sub>2</sub> + Fe(OH)<sub>2</sub>]. При этом содержание железистой компоненты в разных образцах брусита достигает 5–12%. Гидрооксид железа разлагается при более низких температурах, чем гидрооксид магния. Расчет площадей двух пиков позволяет оценить долю каждой компоненты. Раздвоение бруситового пика оказалось типоморфным свойством, позволяющим различать брусит двух принципиально разных парагенезисов:  $\alpha$ -Liz+Brs (регрессивный); β-Liz+Brs+Mgt (прогрессивный).

Засечки температуры эндоэффектов брусита в разных образцах ультраосновных пород сильно отличаются, что может быть интерпретировано как влияние размерного эффекта. В кристаллическом упорядоченном кемпирсайском жильном брусите все пики эндоэффектов значительно выше. Разница в эндоэффектах между тонкодисперсным бруситом (который диагностируется в полярноуральских аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах в срастании с лизардитом, где его содержание в породе варьирует от 1 до 16%, а размер кристаллитов от 10 до 400 мкм) и кристаллическим кемпирсайским бруситом (100% жильным с толщиной прожилков 3–10 мм), при сравнении двух пиков достигает 63–71°С.

1. Брянчанинова Н. И. Серпентины и серпентиниты Полярного Урала: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 2004. 36 с.

2. Брянчанинова Н. И. Типизация антигоритсодержащих серпентинитов // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей: материалы междун. конф. Иркутск – Черноруд, 2007. С. 10–14.

3. Брянчанинова Н. И., Дубинина Е. О., Макеев А. Б. Геохимия изотопов водорода хромитоносных ультрабазитов Урала // Доклады РАН. 2004. Т. 395, № 3. С. 392-396.

4. Брянчанинова Н. И., Макеев А. Б. Методика исследования серпентинизации ультрабазитов // Минеральные индивиды, агрегаты, парагенезисы. Сыктывкар, 1995. С. 4-11.

5. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И., Модянова Г. Н. Особенности серпентинизации ультраосновных пород массива Рай-Из // Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985. С. 80-86.

6. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Особенности серпентинизации массива Сыум-Кеу // Минеральные индивиды, агрегаты, парагенезисы. Сыктывкар, 1995. С. 12-20.

7. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 198 с.

8. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Термический анализ – как инструмент изучения серпентинизации ультрабазитов // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: материалы XVII Междунар. конф. (Москва, 26-28 сентября, Борок, 30 сентября 2016 г.). М.: ИГЕМ РАН, 2016. С. 203-206.

*Брянчанинова Наталия Игоревна*, доктор геолого-минерералогических наук, старший научный сотрудник, ученый секретарь ГГМ РАН, Москва

### К проблеме глубинной дегидратации субдуцирующей плиты

© <u>В. И. Васильев</u>, Н. С. Жатнуев, Е. В. Васильева

ФГБУН Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, geovladi@yandex.ru

На основе авторской методики компьютерного моделирования рассчитаны балансы масс и объемов при ступенчатой дегидратации серпентина в субдуцирующей плите. Получена и стехиометрически обоснована последовательность образования «алфавитных» фаз гидросиликатов магния Srp $\rightarrow$ D $\rightarrow$ H $\rightarrow$ A $\rightarrow$ E $\rightarrow$ C $\rightarrow$ B $\rightarrow$ Fo с промежуточными продуктами реакций и отделяющимся свободным флюидом. Установлено, что в результате фазовых переходов D $\rightarrow$ H, H $\rightarrow$ A, A $\rightarrow$ E, C $\rightarrow$ B и B $\rightarrow$ Fo за счет несжимаемости выделяющегося флюида сверх определенного предела происходит сначала увеличение объема, а затем – при удалении флюида – резкое уменьшение («схлопывание»), что может являться причиной глубинных сейсмических событий. В переходах Srp $\rightarrow$ D и E $\rightarrow$ C такое «схлопывание» происходит без предварительного расширения, но в большем масштабе.

Ключевые слова: дегидратация серпентина, алфавитные фазы, уравнения реакций, массовые и объемные балансы, компьютерное моделирование

### Towards the Problem of the Deep Dehydration of Subducting Plate

## <u>V. I. Vasiliev</u>, N. S. Zhatnuev, E. V. Vasilieva Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

The mass- and volumetric balances in the process of stepwise dehydration of serpentine in subducting plate were estimated using the authors' methods of computer modeling. The sequence of the alphabet phase's appearances  $Srp \rightarrow D \rightarrow H \rightarrow A \rightarrow E \rightarrow C \rightarrow B \rightarrow Fo$  with intermediate reaction products and separating fluid was obtained and stoichiometrically confirmed. It was established that in the result of the phase transitions  $D \rightarrow H$ ,  $H \rightarrow A$ ,  $A \rightarrow E$ ,  $C \rightarrow B$ , and  $B \rightarrow Fo$  due to the incompressibility of the separating fluid beyond a certain limit, occurs first, increase and then, – with the disappearance of the fluid – rapid decrease ("collapse") of the volume, which may cause deep seismic events. In the transitions  $Srp \rightarrow D$  and  $E \rightarrow C$  such "collapse" occurs without prior expansion, but on a larger scale.

Keywords: serpentine dehydration, alphabet phases, reactions equations, mass- and volumetric balances, computer modeling

Дегидратацию серпентина принято описывать такими уравнениями реакций, как:

$$Mg_{6}Si_{4}O_{10}(OH)_{8} \rightarrow 3Mg_{2}SiO_{4} + SiO_{2} + 4H_{2}O$$

$$(1)$$

$$display display disp$$

$$Mg_{6}Si_{4}O_{10}(OH)_{8} \rightarrow 2Mg_{2}SiO_{4} + Mg_{2}Si_{2}O_{6} + 4H_{2}O_{3HCMADUM}$$

$$(7)$$

$$Mg_{3}Si_{2}O_{5}(OH)_{4} + Mg(OH)_{2} \rightarrow 2Mg_{2}SiO_{4} + 3H_{2}O$$
<sub>nusapdum</sub>
<sub>fopycum</sub>

При внимательном рассмотрении подобных реакций возникает ряд замечаний. Во-первых, уравнения дегидратации антигорита (1), (2) содержат его неточную стехиометрическую формулу  $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ ; более точный вариант –  $Mg_{48}Si_{34}O_{85}(OH)_{62}$  [9, 12, 26]. Приведя последнюю формулу к  $Si_2O_5$ , получим  $Mg_{2.82}Si_{2.00}O_{5.00}(OH)_{3.65}$ , т. е. по сравнению с лизардитом антигорит менее магнезиальный и менее гидратированный. Преобразование лизардит  $\leftrightarrow$  антигорит описывается следующей реакцией [9]:

$$17Mg_{3}Si_{2}O_{5}(OH)_{8} \leftrightarrow Mg_{48}Si_{34}O_{85}(OH)_{62} + 3Mg(OH)_{2}$$
<sub>nusapdum</sub>
<sub>aumucopum</sub>
<sub>fopycum</sub>
(4)

Во-вторых, реакция (3) предполагает парагенезис серпентина и брусита, т. е. условия малых глубин. В-третьих, в этих реакциях мы наблюдаем *полную* дегидратацию серпентина *в одном процессе*. Между тем, многочисленные источники свидетельствуют о том, что субдуцирующий слэб уносит достаточно большое количество воды, по крайней мере, до верхов нижней мантии [4, 8, 15, 16, 21 и др.]. Дегидратация водосодержащих минералов происходит на всем пути погружения плиты со сменой фаз от хлорита к серпентину и 10Å-фазе Mg<sub>3</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>·H<sub>2</sub>O [13], и далее к высокобарическим фазам.

Многочисленные эксперименты при высоких давлениях, проведенные за последние полвека, позволили синтезировать высокобарические водосодержащие минералы, названные «плотными» («dense») гидросиликатами магния [25]. Изучение их устойчивости привело к открытию так называемых «алфавитных» фаз [28] (табл. 1).

Исследование условий ступенчатой дегидратации серпентина и образования «алфавитных» фаз в субдуцирующей плите потребовало привлечения численного физико-химического моделирования по комплексной методике [1, 3] с использованием программного комплекса «Селектор-С» [11].

Температура вдоль погружающейся плиты рассчитывалась модифицированным методом Гаусса-Зейделя с фиксированными точками на авторском программном обеспечении [2]. Модификация метода заключается в выведении некоторых подсистем модели из итераций; в этом случае значения параметра в них не изменяется, но влияет на значения в соседних подсистемах. Фиксированные точки температуры усреднялись из многочисленных литературных источников [24, 27, 28, 30 и др.].

Давление в подсистемах рассчитывалось как функция количества вышележащих подсистем и плотностей их сред [3]. Пользуясь «бритвой Оккама», авторы проводили моделирование дегидратации серпентина, ограничиваясь минимумом независимых компонентов (система Mg–Si–H–O) и минимумом зависимых – это серпентин Mg<sub>3</sub>Si<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>9</sub>, форстерит, периклаз, кремнезем (при модельных PT-условиях – стишовит), кислород и вода (водяной пар). К ним были добавлены «алфавитные» фазы. При интерпретации результатов расчетов полученные равновесные оксиды также пересчитывались в «алфавитные» фазы согласно внутренним стехиометрическим соотношениям последних. Оставшиеся количества интерпретировались как кремнезем, периклаз, вода и, в случае реакции Е→C, кислород.

Моделирование позволило определить вероятную последовательность образования «алфавитных» фаз в процессе ступенчатой дегидратации серпентина, описываемой уравнениями химических реакций, представленными в виде схемы на рис. 1.



Рис. 1. Расчетные последовательные химические реакции ступенчатой дегидратации 1 кг серпентина Mg<sub>3</sub>Si<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>9</sub> в погружающейся океанической плите. Под термином «флюид» здесь понимаем подвижную группу фаз «вода±газ». Объемы флюида ограничены исходными объемами реагентов

Фаза	Химическая формула	Плот- ность, г/см <sup>3</sup>	H <sub>2</sub> O, мас. % (литерату- ра)	Ссылка	H2O, мас. % (расчет)
Фаза А	Mg7Si2O8(OH)6	2.960	12.00	[25]	11.84321
Фаза В	Mg <sub>12</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>19</sub> (OH)	3.380	2.40	[25]	2.42792
Фаза С (сверхгидратирован-	Mg10Si3O12(OH)	3.327	5.80	[25,14]	6.13466
Фаза D = Фаза F = Фаза G	Mg <sub>1.14</sub> Si <sub>1.73</sub> H <sub>2.81</sub>	3.500	14.5-18.0	[19,22]	14.45345
Фаза Е	Mg2.30Si1.25H2.40	2.880	11.40	[17]	11.41269
Фаза Н	MgSiO <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>	3.466	15.00	[20,29]	15.21511

#### «Алфавитные» фазы гидросиликатов магния по [28]

Примечание: в четвертом столбце дано содержание H<sub>2</sub>O по литературному источнику, указанному в пятом столбце. В шестом столбце приведены результаты собственных расчетов *для полной дегидратации фазы* 

Все моделируемые реакции проходят с уменьшением объема твердых фаз (табл. 2). Но, если априори принять несжимаемость чистой воды выше плотности  $\sim 1$  г/см<sup>3</sup>, а кислорода – выше  $\sim 1.14$  г/см<sup>3</sup>, то при фазовых переходах D $\rightarrow$ H, H $\rightarrow$ A, A $\rightarrow$ E, C $\rightarrow$ B и B $\rightarrow$ Fo произойдет увеличение объема за счет появления свободного флюида, несжимаемого выше указанных пределов (табл. 2, столбец 5). Затем – при удалении флюида согласно авторской теории подъема флюидных полостей в пластичной среде посредством гидроразрыва [5, 6] – происходит резкое уменьшение объема («схлопывание»), что может явиться причиной глубинных сейсмических событий. В переходах Srp $\rightarrow$ D и E $\rightarrow$ C такое «схлопывание» происходит без предварительного расширения, но в относительно большем масштабе (табл. 2, столбец 6).

Таблица 2

Реакция*	Объем реагентов, см <sup>3</sup>	Объем твердых продук- тов, см <sup>3</sup>	Объем несжимаемого флюида, см <sup>3</sup>	ΔV при реакции, %	ΔV при удалении флюида, %	Плотность флюида, г/см <sup>3</sup>
Srp→D+Per+H <sub>2</sub> O↑	363.636	271.727	91.909	0	-25.275	0.421
D→H+Sti+H <sub>2</sub> O↑	180.643	170.012	17.228	+3.652	-9.201	1
H→A+Sti+H <sub>2</sub> O↑	140.536	131.360	42.318	+23.583	-24.366	1
A→E+Fo+Per+H <sub>2</sub> O↑	90.696	77.101	19.077	+6.045	-19.835	1
E→C+Sti+(O <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O)↑	38.693	28.447	10.246	0	-26.480	0.765
$C+Sti+O_2 \rightarrow B+Fo+H_2$	29.557	26.477	3.656	+1.950	-12.134	1
B→Fo+Per+H <sub>2</sub> O↑	14.852	14.422	1.219	+5.313	-7.792	1

# Баланс объемов в процессе последовательной ступенчатой дегидратации серпентина Mg<sub>3</sub>Si<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>9</sub> в погружающейся океанической плите

Примечания: в столбцах 2, 3, 4 даны объемы при исходной массе серпентина 1 кг. Условные обозначения: Srp – серпентин; Fo – форстерит; Per – периклаз; Sti – стишовит; A, B, C, D, E, H – соответствующие «алфавитные фазы»

1. Васильев В. И. Объектно-ориентированный подход в компьютерном моделировании геологических явлений и процессов // Вестник ИрГСХА. 2013. № 57, Ч. 1. С. 79–86.

2. Васильев В. И. Программный продукт DiStat 4.0 для расчета двумерных распределений физических свойств земной коры // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы III Всерос. тектонофизической конф. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 373–376.

3. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции / В. И. Васильев [и др.] // Геоинформатика. 2009. №3. С. 15–30.

4. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами / Д. Жао [и др.] // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1188–1203.

5. Жатнуев Н. С. Динамика глубинных магм // Доклады РАН, 2010. Т.430. №6. С. 787–791.

6. Жатнуев Н. С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 380–384.

7. Влияние нагрева на фазовые превращения в геомодификаторе трения на основе слоистого гидросиликата / Ж. Г. Ковалевская [и др.] // Обработка металлов. 2013. № 1. С. 80–85.

8. Отани Э., Чжао Д. Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и ее значение для «большого мантийного клина» // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1385–1392.

9. Спиридонов Э. М., Плетнев П. А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о золото-родингитовой формации). М.: Научный мир, 2002. 220 с.

10. Процесс серпентинизации и связанные с ним вопросы / Н. И. Хитаров [и др.] // Кристаллохимия минералов. Л.: Наука, 1981. С. 194–210.

11. Чудненко К. В. Термодинамическое моделирование в геохимии. Новосибирск: ГЕО, 2010. 287 с.

12. Berman R. G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the systems: Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 445-522.

13. Fumagalli P., Stixrude L. et al. The 10Å-phase: A high-pressure expandable sheet silicate during subduction of hydrated lith-osphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 186. P. 125–141.

14. Gasparik T., Drake M. J. Partitioning of elements among two silicate perovskites, superphase B, and volatile-bearing melt at 23GPa and 1500–1600°C // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 307–318.

15. Inoue T., Tanimoto Y. et al. Thermal expansion of wadsleyite, ringwoodite, hydrous wadsleyite and hydrous ringwoodite // Phys. Earth Planet. Inter. 2004. V. 143. P. 279–290.

16. Johnson M. C., Anderson A. T. et al. Preeruptive volatile contents of magmas // Volatiles in magmas. Rev. Mineral. 1994. V. 10. P. 281-323.

17. Kanzaki M. Stability of hydrous magnesium silicates in the mantle transition zone // Phys. Earth Planet. Inter. 1991. V. 66. P. 307–312.

18. Kudoh Y., Nagase T. et al. Structure and crystal chemistry of phase G, a new hydrous magnesium silicate synthesized at 22GPa and 1050°C // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. P. 1051–1105.

19. Liu L. Effects of  $H_2O$  in the phase behavior of the forsterite–enstatite system at high pressures and temperatures and implications for the Earth // Phys. Earth Planet. Inter. 1987. V. 49. P. 142–167.

20. Nishi M., Irifune T. et al. Stability of hydrous silicate at high pressures and water transport to the deep lower mantle // Nature Geosci. 2014. V. 7. P. 224–227.

21. Ohtani E., Litasov K. et al. Water transport into the deep mantle and formation of a hydrous transition zone // Phys. Earth Planet. Inter. 2004. V. 143. P. 255–269.

22. Ohtani E., Mizobata H. et al. A new hydrous silicate, a water reservoir, in the upper part of the lower mantle // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. P. 1047–1050.

23. Pacalo R., Parise J.B. Crystal structure of superhydrous B, a hydrous magnesium silicate synthesized at 1400 °C and 20 GPa // Am. Mineral. 1992. V. 77. P. 681–684.

24. Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // Economic Geology. 2003. V. 98. P.1515–1533.

25. Ringwood A.E., Major A. High-pressure reconnaissance investigations in the system Mg2SiO<sub>4</sub>–MgO–H<sub>2</sub>O // Earth Planet. Sci. Lett. 1967. V. 2. P. 130–133.

26. Shock E.L., Sassani D.C. et al. Inorganic species in geologic fluids: Correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // Geochim. Cosmochim. Acta, 1997. 61. P. 907–950.

27. Tatsumi Y., Furukawa Y. et al. A third volcanic chain in Kamchatka: thermal anomaly at transform/convergence plate boundary // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. N. 7. P. 537–540.

28. Terasaki H., Fischer R.A. Deep Earth: Physics and chemistry of the lower mantle and core. New Jersey: AGU & Wiley, 2016. 312 p.

29. Tsuchiya J. First principles prediction of a new high-pressure phase of dense hydrous magnesium silicates in the lower mantle // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 4570–4573.

30. Winter J.D. An introduction to igneous and metamorphic petrology: Upper Saddle River. New Jersey: Prentice-Hall, 2001. 697 p.

*Васильев Владимир Игоревич*, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Геологического института СО РАН, Улан-Удэ
## Ультрамафит-мафитовый комплекс Гулинского плутона (Полярная Сибирь)

© <u>Ю. Р. Васильев</u><sup>1, 2</sup>, М. П. Гора<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, gora@igm.nsc.ru <sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, meimech@igm.nsc.ru

Проведен сравнительный анализ ультрамафит-мафитового комплекса Гулинского плутона и ультраосновных лав (меймечитов). Установленная для этих пород близость составов исходных расплавов, минеральных фаз и температур их кристаллизации однозначно свидетельствует о магматической природе дунит-клинопироксенитовой ассоциации Гулинского плутона.

Ключевые слова: Гулинский плутон, дуниты, клинопироксениты, меймечиты, генезис.

#### Ultramafite-mafite Complex of the Guli pluton (Polar Siberia)

<u>Yu. R. Vasiliev</u><sup>1, 2</sup>, M. P. Gora<sup>1</sup> <sup>1</sup>VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia <sup>2</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

A comparative analysis of ultramafite-mafite complex of the Guli Pluton and ultrabasic lavas (meimechites) was held. Determined for these rocks the closeness of the compositions of the initial melts and mineral phases and the temperatures of their crystallization clearly indicates the magmatic nature of the dunite-clinopyroxenite association of the Guli Pluton.

Keywords: Guli Pluton, dunites, clinopyroxenites, meimecites, genesis.

Среди сложнопостроенных интрузий Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы Гулинский плутон выделяется своими размерами, разнообразием слагающих его пород, среди которых преобладают дуниты и клинопироксениты, а также четко выраженной гомодромной последовательностью формирования интрузивных фаз. Существуют диаметрально противоположные представления о происхождении ультрамафитов Гулинского плутона – за счет дифференциации высокомагнезиального исходного расплава или при внедрении разновозрастных блоков мантийного субстрата [1, 2 и др.].

Гулинский массив располагается в междуречье Маймечи и Котуя, на юго-восточной окраине Енисей-Хатангского рифта. Судя по аэромагнитным и гравиметрическим данным, массив имеет форму крутопадающего цилиндра и значительные размеры – порядка 1600 км<sup>2</sup>. Его основная часть (примерно 2/3) ступенчато сброшена в сторону рифта и перекрыта молодыми юрско-меловыми и четвертичными отложениями. Обнаженная юго-восточная часть плутона составляет примерно 500 км<sup>2</sup> и в виде серповидной полосы шириной около 10-12 км располагается на водораздельной части рек [3].

Пермо-триасовый возраст дунит-клинопироксенитовой ассоциации Гулинского плутона определяется соотношением интрузивных и вмещающих их пород. Дуниты прорывают и метаморфизуют до высокотемпературных пироксен-плагиоклазовых роговиков с биотитом базальты и трахибазальты онкучакской и тыванкитской свит [3, 4]. В свою очередь, эродированная поверхность массива и вмещающих вулканитов пермо-триасового возраста в юго-западной части частично перекрыта более молодыми лавами меймечитов [5].

В строении обнаженной части массива преобладают дуниты, составляющие примерно 60-65% площади. Около 20% приходится на клинопироксениты, а остальная доля представлена выходами щелочных пород и карбонатитов, сосредоточенных, преимущественно, в центре обнаженной части плутона.

Дуниты, как правило, мономинеральные породы с аллотриоморфной, реже порфировидной структурами и петельчатой, иногда значительной серпентинизацией. Для них характерен парагенезис высокомагнезиального оливина с акцессорной хромшпинелью. Зерна хромита образуют октаэдрические кристаллы различной размерности от долей миллиметра до 2 мм. Они встречаются в оливине и в интерстиции, а также образуют цепочки зерен и микропрожилки. В интерстициях между кристаллами оливина иногда присутствуют мелкие призматические зерна клинопироксена в ассоциации с рудными минералами (титаномагнетит, ильменит, хромит), кристаллизующегося из интеркумулусной жидкости. Количество клинопироксена в дунитах может достигать 5% и тогда эти породы следует относить к перидотитам. В отдельных участках мы наблюдаем очень свежие оливиновые породы без хромшпинелидов – оливиниты, которые возникли, вероятнее всего, в процессе перекристаллизации дунитов.

Клинопироксениты имеют разную форму проявления, образуя дайкообразные тела переменной мощности (до 1,5 м) или крупные скопления. Среди жильных встречаются пироксениты с высоким содержанием титаномагнетита (рудные пироксениты). В дайковых телах морфология клинопироксена различна. Иногда он образует перьеобразные кристаллы, растущие от контактов тел к центру, а чаще представлен в виде зерен неправильной формы, размерность которых увеличивается от периферии к центральным частям, где изредка встречаются биотит и нефелин. В северо-восточной части интрузии клинопироксениты присутствуют в виде крупных тел, измеряемых первыми километрами, имеющих с дунитами нечеткие границы. Клинопироксениты импрегнируют дуниты в виде тонких ветвящихся прожилков по пологим трещинам отдельности и образуют в дунитах кучные скопления неправильной формы. При этом состав оливинов меняется в сторону увеличения железистости от  $Fa_{10}$  в дунитах до  $Fa_{26}$  в клинопироксенитах. Ксенолиты дунитов в пироксенитах перекристаллизованы и превращены в оливиниты с гранобластовой структурой. Иногда отмечаются зоны брекчирования мощностью до 1,5 м, в которых обломки дунитов сцементированы клинопироксенитовой массой.

Для понимания природы дунит-клинопироксенитовой ассоциации Гулинского плутона следует обратиться к результатам изучения ультраосновных вулканитов провинции – меймечитов. Эти породы образуют в юго-западной части Гулинского плутона мощное лавовое поле с общей площадью порядка 60 км<sup>2</sup>. Меймечиты содержат многочисленные (до 60-70% объема породы) вкрапленники оливина с акцессорными хромшпинелидами (дунитовый парагенезис), а базис пород представлен клинопироксеном различной формы и размерности. Такое сходство парагенезисов из меймечитов и дунитов позволило нам в своё время высказать предположение, что дуниты Гулинского плутона могут быть кумулатом расплава, состав которого близок к меймечиту [4, 5].

Составы минеральных фаз в дунитах и меймечитах оказались очень близкими. Так, например, оливины из этих пород имеют высокомагнезиальный состав с явным преобладанием минерала с содержанием форстеритового компонента 83-93%. В оливинах из дунитов и меймечитов присутствуют примеси Ni, Mn, Ca и Cr в близких количествах. В меймечитах, как и в дунитах, акцессорная хромшпинель образует кристаллики октаэдрической формы и их скопления в оливинах и в межзерновом пространстве. По своему составу хромшпинели близки и содержат повышенные количества титана при умеренной глиноземистости. Содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляют 40-50 мас.%, хотя в отдельных зернах из меймечитов эта величина достигает 56.7 мас.% [6]. Клинопироксены из дунитклинопироксенитов Гулинского плутона и меймечитов также близки по составу и относятся к диопсид-авгитам с высокими содержаниями титана.

Особенно интересные и важные результаты были получены при изучении первичных расплавных включений из акцессорных хромшпинелидов дунитов Гулинского плутона и оливинов меймечитов. По нашим и литературным данным интервалы температур кристаллизации оливинов и хромшпинелидов в дунитах составляют 1500-1380°С и 1420-1360°С, соответственно, а для меймечитов – 1600-1420°С. Образование клинопироксенов происходило при 1300-1200°С в дунитах и 1230-1170°С в меймечитах [7-10 и др.]. Таким образом, тренд кристаллизации дунит-клинопироксенитовой ассоциации плутона и лавовых меймечитов одинаков: высокотемпературный дунитовый парагенезис сменяется более низкотемпературным образованием клинопироксена. Установленные составы исходных расплавов для дунитов Гулинского плутона и меймечитов близки и соответствуют высокомагнези-альному щелочному пикриту. Содержания и характер распределения в первичных расплавных включениях из минералов этих пород редких и редкоземельных элементов также оказались идентичными.

Сравнение содержаний редкоземельных элементов из расплавных включений в минералах дунитов и меймечитов с содержаниями этих элементов в одноименных породах показало, что они различаются между собой количественно: максимальны в расплавных включениях, а минимальны в дунитах, в то время как характер распределения у них однотипен, как это можно видеть на рисунке (рис. 1).

Таким образом, проведенное сопоставление интрузивных ультрамафит-мафитов с лавовыми меймечитами выявило близость составов исходных расплавов, минеральных фаз и температур их кристаллизации, что однозначно свидетельствует о магматической природе дунит-клинопироксенитовой ассоциации Гулинского плутона.



Рис.1. Содержания редкоземельных элементов в дунитах Гулинского плутона (1), меймечитах (2), расплавных включениях в хромшпинелях из дунитов (3) и оливинах из меймечитов (4), нормированные к составу примитивной мантии по [11]

Исследования выполнены в рамках научно-исследовательской темы ИГМ СО РАН N 0330-2016-0014 и при поддержке гранта РФФИ 16-05-00945

1. Рябчиков И. Д. Глубокая дифференциация щелочно-ультраосновных магм: формирование карбонатитовых расплавов / И. Д. Рябчиков, Л. Н. Когарко // Геохимия. 2016. № 9. С. 771-779.

2. Малич К. Н., Баданина И. Ю., Костоянов А. И. Начальный изотопный состав осмия Os-Ir-Ru-сплавов ультраосновных массивов Полярной Сибири // Доклады АН. 2011. Т. 440, № 3. С. 397-402.

3. Егоров О. С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра, 1991. 260 с.

4. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.

5. Васильев Ю. Р., Гора М. П. Геология меймечитов севера Сибирской платформы // Доклады АН. 2012. Т. 445, №3. С. 299-302.

6. Elkins-Tanton L. T., Draper D. S., Agee C. B., Jewell J., Thorpe A., Hess P. C. The last lavas erupted during the main phase of the Siberian flood volcanic province: results from experimental petrology // Contr. Miner. Petrol. 2007. V. 153. P. 191-209.

7. Условия петрогенезиса дунитов Гулинского ультраосновного массива (Север Сибирской платформы) / В. А. Симонов [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2153-2177.

Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами / А. В. Соболев [и др.]
// Геология геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1293-1334.

9. Панина Л. И., Усольцева Л. М. Пироксениты Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии: состав родительских магм и их источники // Геохимия. 2009. № 4. С. 378-392.

10. Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений // Доклады АН СССР. 1972. Т. 205, № 1. С. 201-204.

11. Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 90. P. 297-314.

*Васильев Юрий Романович*, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник ИГМ СО РАН, Новосибирск

#### Массив Кондер по геофизическим данным

© Т. В. Володькова Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия, tat-volodkova@yandex.ru

Анализируются геофизические характеристики уникального месторождения платины Кондер. Для оценки перспектив коренного оруденения эффективна карта регионального метасоматоза, построенная на основе данных аэрогаммаспектрометрии. Определена роль мезозойского щелочного магматизма и процессов мантийного метасоматоза.

Ключевые слова: аэрогаммаспектрометрия, ультраосновной-щелочной массив Кондер, месторождение платины, мантийный метасоматоз.

#### The Konder Massif by Geophysical Data

T. V. Volod'kova

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia, e-mail: tat-volodkova@yandex.ru

The paper analyzes the geophysical characteristics of the unique Konder platinum deposit. To estimate the prospects of native platinum mineralization, the map of regional metasomatism is efficient which is constructed on the basis of the aero-gamma spectrometry data. The role played by Mesozoic alkali magmatism and the processes of mantle metasomatism is determined. Keywords: aero-gamma spectrometry, alkaline-ultramafic massif Konder, platinum deposit, mantle metasomatism.

Кондер – уникальный по рудоносности, составу, генезису и морфологии массив в северовосточной краевой зоне рифтов и разломов Сибирской платформы. С этой зоной связана цепь «горячих точек» и крупнейших месторождений, одним их которых является Кондер. Он представляет собой идеальный по форме трубкообразный шток дунитов диаметром 5,5 км. По периметру дунитовое ядро ограничено пироксенитовой зоной шириной 150-300 м; идеальная форма Кондера на космических снимках напоминает лунный цирк. Ультраосновные-щелочные комплексы массива редки для Сибирской платформы; с ними связано крупнейшее россыпное месторождение платины. По поводу возраста массива существуют расхождения: многие изотопные методы определения абсолютного возраста здесь слабо применимы из-за больших погрешностей. С достаточной точностью можно определить только возраст оруденения платины, что не тождественно определению возраста пород [5, 6]. Большинство считает, что генетически массив двухфазен, в нем раннепротерозойское ядро (кондерский комплекс) окружено оторочкой раннемеловых образований кеткапского комплекса. Существует также мнение, что на Кондере можно выделить фазу палеозойской активизации [5].

Раннепротерозойские дуниты ядра (мелкозернистые – гигантозернистые) максимально специализированы на платину; наиболее перспективными считались дунит-пегматиты [1, 3]. В мезозое массив Кондер интенсивно проработан процессами плюмового (мантийного) метасоматоза и магматизма повышенной щелочности. Среди комплексов повышенной щелочности особо распространены субщелочные кварцевые диориты и монцодиориты, щелочные сиениты, косьвиты. В меньшей степени процессами щелочного магматизма и метасоматоза проработано центральное дунитовое ядро, но здесь отмечается крупное тело косьвитов и штокверк титан-магнетит-амфибол-клинопироксеновых метасоматитов.

Кондер хорошо изучен крупномасштабными геофизическими работами и очень контрастно выражен в гравитационном, магнитном полях, на картах отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ), магнитной восприимчивости и плотности, электрических сопротивлений. Массив Кондер часто становится моделью исследований, хотя полных его аналогов не существует. Его сравнивают с платиноносными дунитами Урала, но по тектонической позиции эти объекты несопоставимы. Построено множество авторских моделей, которые рассматривают отдельные свойства Кондера, изучаются по отдельности генезис, рудоносность, петрология массива.

Так, известны работы А.А. Ефимова и др. [4], посвященные пластическим деформациям Кондера. На основе совместного анализа магнитного поля и петрофизики сделано заключение: шток Кондер мантийный диапир, внедрившийся в верхние слои Земли путем проталкивания (вращения) в условиях сдвиговых пластических деформаций. Неоднократно делались попытки моделирования магнитного и гравитационного поля штока Кондер, определения его параметров и глубины заложения; разные модели отличаются параметрами (диаметр дунитового ядра и оторочки, значения плотности и магнитной восприимчивости), но все имеют значительную глубину заложения штока. Представления о рудоносности Кондера наиболее полно изложены в [3, 6].

По мнению автора, ранее при изучении Кондера были два упущения [1]:

1. не привлекались к интерпретации данные по аэрогаммаспектрометрии, в связи с мнением о низкой радиоактивности ультраосновных и основных комплексов пород.

2. господствовали представления о рассеянном оруденении платины на Кондере, служащем источником россыпей; предполагалось, что мезозойская активизация играла отрицательную роль, и могла только разрушить ранее существующие коренные проявления платины [3].

В связи с этим на Кондере долго не уделяли должного внимания коренному оруденению платины и сопутствующим процессам рудного (мантийного) метасоматоза. Высокоточные магнитные и гравитационные поля позволяют выделять метасоматизированные разновидности пород, так, характеристики магнитного поля и магнитной восприимчивости прямо зависят от процессов окислениявосстановления, которые определяют геохимические особенности пород [4, 6]. Тем не менее, при создании моделей метасоматоза аэрогаммаспектрометрические данные незаменимы. Несмотря на преобладание на Кондере низкоактивных ультраосновных пород, широко развитые продукты мезозойского щелочного магматизма и метасоматоза описываются контрастными, дифференцированными значениями отношений ЕРЭ. Карта метасоматоза построена автором по геологическим данным и значениям отношений ЕРЭ [1]. Степень совпадения данных геологии и интерпретации аэрогаммаспектрометрии весьма высока, четко выделяются ареалы различных типов регионального метасоматоза (региональные метасоматиты имеют ширину ареалов сотни метров – первые десятки километров). В дальнейшем, с использованием данных аэромагнитной съемки, геологии, геохимии, геоморфологии, карта региональных метасоматитов была автором существенно уточнена и детализирована. Эти данные позволяют оценить перспективы коренного оруденения массива Кондер и хорошо согласуются с выводами Д. В. Гуревича и др. [6], которые выделили новый тип медно-платино-палладиевого оруденения, в сильной степени ассоциированного с распределением даек косьвитов (рудных пироксенитов). Была проведена детализация центрального штока косьвитов, причем, связанный с ним штокверк титанмагнетит-амфибол-клинопироксеновых метасоматитов они считают магматическими образованиями, одной из разновидностей косьвитов [6].

Все перечисленные комплексы четко выделяются на картах отношений ЕРЭ и результирующей схеме регионального метасоматоза. По мнению автора, косьвиты и упомянутый центральный шток являются продуктами процессов мантийного метасоматоза. Для регионального мантийного метасоматоза, в условиях высоких температур и давлений, типично появление среды, близкой в флюидонасыщенной магме, являющейся источником рудного вещества, в т.ч. платины. Рудоносность косьвитов (рудных пироксенитов) – подтверждение их возникновения из высокоактивных флюидных растворов. Д.В. Гуревич и др. [6] оценивают температуру флюидонасыщенных магм не менее 500-600°, хотя ранее она принималась не менее 800° [3]. По мнению автора, температура разных типов мантийных метасоматитов на Кондере порядка 800-1300°. Она особенно высока у титанмагнетит-амфиболклинопироксеновых метасоматитов, которые могли переносить и перераспределять рудное вещество и платину, причем, щелочной мезозойский метасоматоз концентрировал рудное вещество.

Метасоматиты Кондера – наиболее высокотемпературные и глубинные из метасоматических образований, зафиксированных в Приамурье, и могут служить эталонами мантийного метасоматоза. Возможно ли достоверное выделение по геофизическим данным продуктов мантийного метасоматоза на фоне других региональных (условно приповерхностных) типов метасоматоза? Метасоматиты Кондера отличаются от прочих высоким значением водородного показателя pH, вследствие их повышенной щелочности. Щелочной магматизм и метасоматоз типичны для «горячих точек» и глубинных процессов, но широко проявлены также в континентальной коре.

Продукты глубинного метасоматоза (зон глубинных разломов) выражаются аномалиями отношений ЕРЭ, которые коррелируются с аномалиями градиентов значений электрических сопротивлений по данным магнитотеллурического зондирования (МТЗ). При этом приповерхностные региональные метасоматиты на графиках градиента значений электрических сопротивлений практически не выделяются [2].

# Геофизические характеристики магматических и метасоматических комплексов Кондера

	Магнитное поле		Значения отношений ЕРЭ						
Комплексы пород	интенсив- ность, n×10 <sup>2</sup> нТл	морфология поля	U/Th	K/Th, 10 <sup>+4</sup> ,	U/K, 10 <sup>-4</sup>				
Кондерский комплекс									
Дуниты	-25	слабоизрезанное	0,3—0,45 фон	0,25—0,35 фон	1,0—1,5 фон				
Дунит-пегматиты,	до 5 — 10	относительно локальные по- вышения	0,4—0,6, редко 0,3—0,45	0,25—0,55, фон, редко выше фона	1,75—2,25, иногда до 2,5 много выше фона				
Дуниты магнетитсодержащие	до 5 — 10	относительно локальные по- вышения	0,3—0,45 фон	0,25—0,35, редко 0,15—0,25 фон – ниже фона	1,0—1,5 фон				
Клинопироксениты	10 - 80	дифференциро- ванное	0,25—0,45, фон	0,25—0,35 фон	1,2—1,75 фон – выше фона				
		Кеткапский ком	плекс						
Габброиды	3 — 10	слабодифферен-	0,20—0,45 фон	0,20—0,35 фон	0,85—1,25 фон – ниже фона				
Надинтрузивный ореол што- ка косьвитов	10 — 170	резкодифферен- цированное, интенсивное	0,5—1,6 много выше фона	0,20—0,30 фон	2,25—6,0 много выше фона				
Кварцевые субщелочные диориты и монцодиориты, граносиениты	до 10 — 15, иногда до20 — 30	локальные по- вышения на фоне спокойного, пониженного поля	0,4—0,70, фон – выше фона	0,4—0,90 много выше фона	0,5—1,15 много ниже фона				
	B	горично измененн	ые породы						
Метасоматиты контактовых зон косьвитов (флогопито- вые, эгириновые(?))	-8,0 -+-+10,0	спокойное отно- сительно пони- женное поле	0,5—0,75 много выше фона	0,40—0,75 много выше фона	2,25—6,0 много выше фона				
Оливиниты	3,0 — 10,0	слабодифферен- цированное относительно пониженное	0,45—1,2 много выше фона	0,15—0,40 фон, часто ниже фона	1,75—4,0 – много выше фона				
Выраженные контактово- метасоматические изменения пород	-5,0+10,0	слабодифферен- цированное относительно пониженное	0,15—0,35 резко ниже фона	0,1—0,35 фон – ниже фона	0,5—1,25 много ниже фона				

Региональные приразломные метасоматиты на профиле Джалинда-Томмот можно считать глубинными, хотя их состав на поверхности в зонах разломов, за счет потери флюидной составляющей, весьма далек от первоначального [2]. Проведен совместный анализ характеристик отношений ЕРЭ глубинных метасоматитов на профиле Джалинда-Томмот и метасоматитов Кондера; значения отношений ЕРЭ анализировались попарно. Выявлено несколько трендов, причем фигуративные точки метасоматитов Кондера попадают на один из них. Вероятно, каждый из трендов характеризует отношения ЕРЭ некоторых минералов, особо типичных для определенной ассоциации метасоматитов. 1. Володькова Т. В. Характеристики массива Кондер по данным аэрогаммаспектрометрии // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: материалы IV Всерос. науч.-практ. конф. посвящ. 40-летию ГИН СО РАН. Улан-Удэ: Экос, 2013. С. 75-79.

2. Володькова Т. В. Аномалии трендов отношений радиоактивных элементов на профиле Джалинда – Томмот // Лито-сфера. 2016. № 2. С. 24-47.

3. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. 1994. М.: Наука, 170 с.

4. Ефимов А. А., Пьянков В. А. Локализация пластической деформации на различных иерархических уровнях и ее связь с вариациями магнитных параметров дунитов платиноносного массива Кондер // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 179-182.

5. Каретников А. С. Палеомагнетизм ультрамафитов массива Кондер и оценка его возраста: авторефер. дис... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск: Изд-во ИТиГ ДВО РАН, 2010. 29 с.

6. Проблемы геологии и эксплуатации платиновых металлов: материалы всерос. конф. с междунар. участием (I научные чтения памяти проф. В. Г. Лазаренкова, 25 мая 2016 г. Санкт-Петербург, Горный университет). СПб: Изд-во СПбГУ, 2016. 184 с.

**Володькова Татьяна Васильевна**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск

## Минералогические индикаторы условий кристаллизации лампрофиров Гусиноозерской дайки (Западное Забайкалье)

© <u>Т. Т. Врублевская</u>, В. Б. Хубанов Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

На основе изучения текстурных и структурных характеристик, состава минералов определены условия кристаллизации шошонитовых известково-щелочных лампрофиров. Получены новые данные по акцессорным минералам, в том числе таким редким, как бадделеит и цирконолит, более характерным для ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Ключевые слова: лампрофиры, условия кристаллизации, дайка, бадделеит, цирконолит.

## Mineralogical Indicators of Lamprophyres Crystallization Conditions, Gusinoe Ozero Dyke (Western Transbaikalia)

<u>T. T. Vrublevskaya</u>, V. B. Khubanov Geological institute, Siberian Branch, Russian Science Academy, Ulan-Ude, Russia Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

The crystallization conditions of the shoshonite calcium-alkaline lamprophyres are defined on the basis of studying of textural and structural features and composition of minerals. New data on an accessory mineralization are obtained. The baddeleyite and zirconolite were revealed. This rare minerals are more characteristic of the ultramafite alkaline rocks and carbonatites. Keywords: lamprophyres, crystallization conditions, dyke, baddeleyite, zirconolite.

Гусиноозерская дайка находится в пределах Западно-Забайкальской рифтовой области, которая представляет собой обособленный ареал, где в позднем мезозое регулярно происходили вспышки вулканизма. Этап середины раннего мела характеризовался наиболее сильной магматической активностью и разнообразием возникших породных ассоциаций, которые разделяются на субщелочную тефрит-трахибазальтовую, нефелин-сиенитовую и щелочную тефрит-фонолитовую [1]. Одним из проявлений этого типа магматизма является Гусиноозерская лампрофировая дайка, имеющая в отличие от многих простых даек более сложное строение: 1) две фазы внедрения; 2) разнообразие текстурно-структурных разновидностей; 3) наличие мелкозернистых меланократовых включений; 4) присутствие различных ксенолитов. Всё это может быть свидетельством специфических условий кристаллизации дайки, что привлекает внимание исследователей.

Гусиноозерская лампрофировая дайка располагается в западном борту одноименной депрессии в 8 км от оз. Гусиное в низовьях пади Муртой. Она хорошо выражена в рельефе в виде гребня высотой 10-20 м, который прослеживается почти на 7 км. Мощность варьирует от 6 до 17 м. На раннем этапе были сформированы порфировидные лампрофиры со среднезернистой основной массой, занимающие центральную и северо-восточную части дайки. Они отличаются текстурным разнообразием – это массивные, полосчатые и глобулярные разновидности. Результатом второго пульса внедрения являются чёрные тонкозернистые лампрофиры, прорывающие первую фазу в виде даек мощностью до 70 см и полностью слагающие юго-западное окончание дайки.

На основе текстурно-структурных особенностей и состава выделены следующие разновидности пород: 1) массивные среднезернистые лампрофиры; 2) породы с глобулярной текстурой; 3) мелкозернистые меланократовые включения; 4) лейкократовые лампрофиры; 5) разнозернистые полевошпатовые обособления; 6) сиенитовые прожилки; 7) тонкозернистые лампрофиры второй фазы.

Преобладающими по объему породами являются среднезернистые лампрофиры. Вкрапленники представлены биотитом, клинопироксеном, реже амфиболом, апатитом. Основная масса сложена этими же минералами, а также полевыми шпатами и титаномагнетитом. В глобулярных лампрофирах отмечается оцеллярная структура, характерная больше для глобул. Глобулы и лейкократовые разновидности содержат анальцим. Мелкозернистые меланократовые включения, находящиеся в среднезернистых лампрофирах, отличаются резко порфировой структурой с вкрапленниками биотита и апатита.

По петрохимическому составу лампрофиры дайки – это щелочные базитовые породы (сумма щелочей 8-9.30 мас. %, SiO<sub>2</sub> 51-54 мас. %). На классификационной диаграмме TAS они ложатся в компактную область между фонотефритами и трахиандезибазальтами. Лампрофиры принадлежат к высококалиевой серии, характеризуются нефелин-нормативным составом (ne – до 8 %), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O варь-

ирует от 0.7 до 0.9, при содержании  $K_2O$  3.34-4.16 мас. %. В породах повышены концентрации Sr – 2540, Ba – 2468, Zr – 290-433 г/т, Pb, LREE.

Биотит – главный породообразующий темноцветный минерал, находящийся во вкрапленниках и в основной массе. Он относится к истониту и характеризуется повышенным содержанием глинозема (12.96-11.71 мас. %), магния (Mg# – 62-72) и титана (8.76-4.22 мас. %). Биотит и амфибол – минералы-индикаторы содержания воды в расплаве, появление которых на ликвидусе свидетельствует о её концентрации не менее 5 мас. % [8].

Определение содержания фтора в зональных кристаллах биотита без включений апатита показало, что он накапливался в поздних дифференциатах: основной массе пород 2 фазы, полевошпатовых обособлениях и сиенитовых прожилках (до 2.37 мас. %).

Клинопироксен является чувствительным индикатором состава и условий кристаллизации магм. Состав его соответствует диопсиду и авгиту. В поздних дифференциатах (сиенитовых обособлениях и прожилках) присутствуют эгирин-авгит и эгирин. Более высокой железистостью (f=28.63), максимумом титана (2.8 мас. %) и алюминия (6.06 мас. %) характеризуются вкрапленники из глобул и пироксен из мелкозернистых меланократовых включений.

В щелочном пироксене из сиенитовых прожилков Гусиноозерской дайки обнаружена высокая концентрация циркония. В щелочных сиенитах пироксен высокожелезистый (f= 56-91), содержит титан (5.66 мас. %), натрий (4.83-13.68 мас. %). Эгириновый минал варьирует от 32 до 84 мол. %. Максимум циркония (4.30 мас. %) зафиксирован в эгирине, содержащем 84 мол. % акмитового минала, что почти в два раза превышает его содержание в пироксене из сиенитов Ловозерского щелочного массива (2.38 мас. %) [4]. Количество циркония в эгирине и эгирин-авгите из пород Гусиноозерской дайки прямо коррелируется со щелочностью.

Полевые шпаты в лампрофирах в виде вкрапленников отсутствуют. Плагиоклазы представлены основным андезином An<sub>45-46.7</sub>, олигоклазом. Из щелочных полевых шпатов преобладают разновидность, содержащая 40-60 мол.% Ab, и тройной полевой шпат. Точки составов тройного полевого шпата из глобул, матрицы, среднезернистых лампрофиров и мелкозернистых меланократовых включений на диаграмме Ab-An-Or [10] группируются между изотермами 800 и 900°C, что указывает на близкие условия их кристаллизации, однако положение некоторых точек свидетельствует о более высоких (850-900 °C) температурах образования полевого шпата из глобул.

Согласно клинопироксеновому геотермобарометру [11], температура кристаллизации лампрофиров варьировала от 1090 до 750 °C, а состав зональных кристаллов пироксена показывает колебание давления от 2 до 8 кб. Наиболее высокотемпературными (1090-980 °C) породами являются лампрофиры с глобулярной текстурой и мелкозернистые меланократовые включения.

Модифицированный [5] магнетит-ильменитовый термометр Баддингтона-Линдсли подтверждает высокие температуры кристаллизации глобулярных лампрофиров при фугитивности кислорода, соответствующей буферу NNO. В момент образования мелкозернистых меланократовых включений летучесть кислорода была выше, а наиболее окисленный биотит кристаллизовался в основной массе лампрофиров 2 фазы.

Апатит – чувствительный индикатор флюидного режима, его количество в лампрофирах достигает 5 об. %). Из галогенов в составе апатита преобладает F (до 3 мас. %), количество Cl колеблется (0.18-0.26 мас. %), концентрация SO<sub>3</sub> достигает 1.85 мас. %. Самая высокая концентрация фтора в апатите из основной массы. Минимум фтора содержится в кристаллах, включенных в пироксен, в крупных вкрапленниках из глобул, во вкрапленниках и основной массе мелкозернистых меланократовых включений.

Цирконолит – наиболее распространенный из циркониевых минералов, особенно в среднезернистых лампрофирах. Он ассоциирует с ильменитом, титаномагнетитом, титанитом и апатитом в основной массе лампрофиров. Находится в виде включений в биотите, срастаясь с бадделеитом и ильменитом. В составе цирконолита в различных количествах присутствуют Се (7.16-3.72 мас. %), Nd (2.47-1.03), Nb (5.39-2.14 мас. %).

Бадделеит и циркон кристаллизуются в более поздних разновидностях – лейкократовых лампрофирах и сиенитовых прожилках, элементы-примеси в них – Нf и Th. Они ассоциируют с клинопироксеном, амфиболом, ильменитом, титаномагнетитом. В ранних высокотемпературных разновидностях – мелкозернистых меланократовых включениях и глобулярных лампрофирах циркониевые минералы не обнаружены, но здесь кристаллизуется титанит, содержащий более 9 мас. % циркония.

Присутствующие в среднезернистых лампрофирах мелкозернистые меланократовые включения являются ранними высокотемпературными порциями расплава, обедненного летучими компонентами. Они отличаются резко порфировой структурой от других разновидностей лампрофиров. Это эндоконтактовые породы, где появляются флюидальные текстуры с линейным расположением вкрапленников апатита и микролитов плагиоклаза, свидетельствующие о наибольшей дегазация расплава в эндоконтакте [3]. В момент соприкосновения расплава с воздухом произошло окисление  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$ , о чем свидетельствуют обогащенность тонкозернистой основной массы включений магнетитом с повышенной концентрацией  $Fe^{3+}$  и опацитизация игольчатых кристалликов амфибола. В основной массе меланократовых включений находится глиноземистый и титанистый высокотемпературный клинопироксен. На относительно низкую флюидонасыщенность расплава в момент кристаллизации основной массы во включениях указывает отсутствие фтора в биотите и минимальная концентрация его в апатите.

Наличие глобулярных текстур в лампрофирах Гусиноозерской дайки имеет наиболее удовлетворительное объяснение с позиции ликвационного расщепления гомогенного высококалиевого, обогащенного фосфором и летучими компонентами щелочно-базитового расплава, инициированного декомпрессией. Переохлаждение магмы вследствие декомпрессии вызвало пересыщение в отношении калия и кристаллизацию в глобулах тонкопластинчатых вкрапленников биотита, а также развитие оцеллярных структур, формирование которых связывается с механизмом переохлаждения богатых летучими компонентами магм без промежуточной стадии отделения флюидной фазы [9].

Данные по изотопии кислорода в минералах свидетельствуют о мантийном источнике лампрофирового расплава. Согласно [7], протолитом раннемеловых вулканитов являлась мантия с параметрами EMII, метасоматизированная в результате субдукционных процессов флюидом с высокими концентрациями Pb, Ba и пониженными – Ta, Nb, U, Th. Судя по акцессорной минерализации и содержанию циркония в породах дайки, источник был обогащен цирконием. Для Байкало-Монгольского региона, где находится Западно-Забайкальская рифтовая область, характерна аномальная мантия с пониженной плотностью [6], в пределах которой установлена латеральная зональность по содержанию циркония [2]. Повышенная концентрация циркония выявлена в Хилокском и Джидинском секторах рифтовой области, в одном из них, Джидинском, расположена Гусиноозерская дайка.

1. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники / А. А. Воронцов, В. В. Ярмолюк, В. Г. Иванов, А. В. Никифоров // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 510-532.

2. Гладких В. С., Соловьев В. А. Ниобий и цирконий в щелочных оливиновых базальтах и щелочных базальтоидах Байкало-Монгольского региона как критерий оценки их распределения в мантийных источниках // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 62-69.

3. Ефремова С. В. Дайки и эндогенное оруденение. М.: Наука. 1983. 224 с.

4. Когарко Л. Н. Фракционирование циркония в пироксенах щелочных магм // Геохимия. 2015. № 1. С. 3-11.

5. Полтавец Ю. А. Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии // Известия АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 63-72.

6. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.

7. Ярмолюк В. В., Иванов В. Г., Коваленко В. И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 115-139.

8. Sisson N. W., Grove T. L. Experimental investigations of the role of  $H_2O$  in calcalkaline differentiation and subduction zone magmatism // Contrib. Miner. Petrol. 1993. V. 113. P. 143-166.

9. Carstens H. Spherulitic crystallization in lamprophyric magmas and the origin of ocelli // Nature. 1982. V. 297. P. 493-494.

10. Nekvasil H. Feldspar crystallization in felsic magmas: a review // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 1992. V. 272. P. 399-407.

11. Putirka K., Ryerson F. J., Mikaelian H. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 1542-1554.

**Врублевская Татьяна Тимофеевна**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ГИН СО РАН, Улан-Удэ

## Источник серы для Ni-Cu сульфидной минерализации Мончегорского интрузивного комплекса (Кольский полуостров, Россия) по мультиизотопным данным

© <u>С. В. Высоцкий <sup>1</sup></u>, Д. А. Орсоев <sup>2</sup>, А. В. Игнатьев <sup>1</sup>, *Т. А. Веливецкая* <sup>1</sup>, А. В. Асеева <sup>1</sup> <sup>1</sup> Дальневосточный геологический институт, Владивосток, Россия, vysotskiy@fegi.ru <sup>2</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, magma@gin.bscnet.ru

Изучены образцы сульфидных руд Мончегорского плутона и Волчетундровского массива. Несмотря на высокий метаморфизм пород и возможность полномасштабной гомогенизации изотопов во время магматического процесса, изотопный состав серы по-прежнему сохраняет свидетельства фотохимических процессов, происходивших в без кислородной атмосфере архея. Это позволяет сделать вывод о том, что загрязнение родоначальной магмы серой, содержащей изотопный сдвиг, происходило на ранних стадиях образования плутонов.

Ключевые слова: изотопы серы, сульфидная минерализация, Мончегорский плутон, Кольский полуостров.

## Sulfur Source for Ni-Cu Mineralization of Monchegorsk Igneous Complex (Kola Peninsula, Russia) by Multiple Isotope data

 <u>S. V. Vysotskiy <sup>1</sup></u>, D. A. Orsoev <sup>2</sup>, A. V. Ignatiev <sup>1</sup>, T. A. Velivetckaia <sup>1</sup>, A. V. Aseeva <sup>1</sup>
Far East Geological Institute, FEB of the RAS, Vladivostok, Russia, vysotskiy@fegi.ru Geological Institute, SB of the RAS, Ulan-Ude, Russia, magma@gin.bscnet.ru

Sulphide samples from ores of the Monchegorsk pluton and Volch'etundrovsky massif have been studied. Despite of high metamorphic grade of the rocks and possibility for a full-scale isotope homogenization during the magmatic process, the sulphur isotope composition still keeps evidences of photochemical processes which took place in the anoxic Archean atmosphere. This allows a conclusion that contamination of parental magma by crust-derived sulphur containing an isotopic shift occurred at early stages of the pluton formation.

Keywords: sulfur isotopes, sulfide mineralization, Monchegorsk pluton, Kola peninsula.

Введение. Как известно, в раннем докембрии образовались крупнейшие месторождения железа, золота, урана, меди, никеля и ряда других элементов. Поэтому восстановление источника поступления полезных компонентов и условий образования руд раннего докембрия является актуальной задачей, нацеленной на совершенствование методов прогноза и поиска минерального сырья. Одним из главных вопросов генезиса сульфидных месторождений является источник серы – элемента, который, в силу своей химической агрессивности, экстрагирует и связывает многие металлы. Открытие явления масс-независимого фракционирования изотопов серы ( $\delta^{33}$ S) и сохранения этой геохимической метки в некоторых архейских породах стало одним из важных недавних достижений в геохимии. Считается, что эта изотопная метка создается путем фотолиза серы под воздействием солнечной радиации в атмосфере. Существование единого атмосферного источника для масс-независимого фракционирования изотопов серы означает, что  $\Delta^{33}$ S является химически консервативным показателем поверхностной серы, когда она проходит через череду земных геологических процессов. Консервативный характер  $\Delta^{33}$ S используется в ряде исследований, где прослеживается движение поверхностной серы в геологическом процессе. Обнаружение геохимической метки масс-независимого фракционирования изотопов серы является независимым критерием для идентификации осадочного источника серы в процессе рудообразования. В данной работе мы использовали мульти-изотопные данные серы для определения ее источника на некоторых объектах Мончегорского интрузивного комплекса.

Краткая геологическая характеристика объектов. Мончегорский интрузивный комплекс общей площадью около 550 км<sup>2</sup> расположен в центре Кольского полуострова и приурочен к области сочленения трех крупных докембрийских структур – Беломорского подвижного пояса, Кольского мегаблока и Печенга-Имандра-Варзугской рифтогенной системы. Он образован двумя непосредственно прилегающими друг к другу крупными расслоенными интрузивами: Мончегорским ультрамафит-мафитовым плутоном (МП) и габбро-анортозитовым массивом Монче-Чуна-Волчьих-Лосевых и Мевежьих тундр Главного хребта (МГХ) с возрастом ~2.5 и ~2.46 млрд лет соответственно [1, 4, 5 и др.].

Мончегорский (MII) представляет собой типичную плутон расслоенную мафитультрамафитовую интрузию, сформированную в интервале 2507-2497 млн лет назад и содержащую ЭПГ-Си-Ni минерализацию. Он приурочен к периферии Печенга-Имандра-Варзугской рифтогенной структуры. В плане МП имеет дугообразную форму при общей площади около 65 км<sup>2</sup> и состоит из двух ветвей: субмеридиональной – массивы Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) и субширотной – массивы Сопча и Нюд-Поаз. Дно плутона в каждой ветви представляет собой полого изогнутую мульдообразную поверхность, в которой контакты погружаются к центру под углом 30-40° (НКТ) и от 40-45° до 20-25° (Сопча-Нюд-Поаз), а оси мульды обеих ветвей полого погружаются на юго-запад, где предполагается наличие корней интрузии [3]. В осевой части мульдообразных структур НКТ и Сопчи развиты системы субвертикальных жил Cu-Ni-(ЭПГ) сульфидов. С юга-запада плутон контактирует с полосой сильно тентонизированных габброидов Мончетундровского массива МГХ, а с юго-востока – с метагабброноритами и габбро массива Вурэчуайвенч, породы которого рассматриваются в качестве перемещенной самой верхней части единого разреза массива Нюд-Поаз [2, 4]. На севере МП окружают кристаллические сланцы и эндербиты Кольского блока.

В сводном разрезе МП по смене кумулусных минералов устанавливаются следующие основные зоны: дунит-перидотитовая, пироксенитовая, норитовая и габброноритовая; вдоль нижнего контакта с вмещающими породами отмечается краевая (базальная) зона [4]. Закономерная смена пород от ультраосновных к основным нарушается присутствием в разрезе на г. Сопча маломощного (2-4 м) *Рудного пласта «330»* и *«Критического» горизонта»* с оливинсодержащими породами на г. Нюд.

**Волчьетундровский массив** длиной ~24 км при ширине от 500 м до 4 км слагает среднюю часть МГХ и имеет возраст 2463-2473 млн лет [5]. Западный контакт массива с породами Беломорского подвижного пояса тектонический, а восточный – с архейскими образованиями Кольского мегаблока интрузивный с развитием в экзоконтакте прерывистой полосы гибридных пород, отвечающих по составу гиперстеновым диоритам. Массив характеризуется в целом однородным строением и состоит из преобладающей главной зоны, сложенной лейкогаббро и габброноритами, анортозитами, и краевой зоны, состоящей из лейконоритов, плагиоортопироксенитов и габброноритов [5].

**Привязка и характеристика образцов**. Проведенные исследования базируются на обработке серии образцов с сульфидной Cu-Ni минерализацией, отобранных из месторождений Мончегорского плутона: 1) «донная залежь» вкрапленных руд в краевых (эндоконтактовых) зонах массивов НКТ и Сопча; 2) Нюд-II и Терраса «критического» горизонта массива Нюд-Поаз, а также образцов из Волчьетундровского массива МГХ, отобранных из канав рудопроявления «Никелевый ручей» (табл. 1).

Результаты исследования и выводы. Минерализованные образцы «донной залежи» Мончегорского плутона, «критического» горизонта массива Нюд-Поаз и рудопроявления Никелевый ручей Волчьетундровского массива характеризуются небольшим диапазоном вариаций величин  $\delta^{34}$ S (от -1,17 до + 0,89 ‰), совпадающим с диапазоном мантийных значений  $\delta^{34}$ S (0 ± 2 ‰). Однако значения  $\Delta^{33}$ S варьируют в пределах от -0,1 до -0,2 ‰, что указывает на присутствие следов масс-независимого фракционирования серы и не согласуется с мантийным ее источником (рис 1). Сульфиды проанализированных образцов сохраняют свидетельства фотохимических процессов в бескислородной, архейской атмосфере, несмотря на их высокую степень метаморфизма и возможность полномасштабной изотопной гомогенизации.

Теоретически и экспериментально установлено, что в земных геологических процессах фракционирование изотопов серы протекает в следующих соотношениях:  $\delta^{33}$ S ~ 0,515 ×  $\delta^{34}$ S [7]. Анализ наших данных и ранее опубликованные материалы [6] показывают, что изотопный состав серы рудных горизонтов и вмещающих интрузивы пород образует единый линейный тренд (рис. 2), описываемый уравнением  $\delta^{33}$ S =0,5187  $\delta^{34}$ S-0,1608. Таким образом, источник серы для рудных минералов пород Мончегорского и Волчьетундровского плутонов содержит изотопную метку масс-независимого фракционирования, причем он был достаточно гомогенным. Это позволяет сделать вывод о том, что контаминация родоначальной магмы коровой серой, содержащей изотопный сдвиг, произошла на ранних стадиях становления интрузивов, что обеспечило достаточно время для изотопной гомогенизации перед отделением сульфидного расплава от своей силикатной матрицы.

## Местонахождение образцов и содержание в них изотопов серы

No	№ обр.	Тип породы и минеральная	Ассоциация рудных	$\delta^{34}S$	$\delta^{33}S$	$\Delta^{33}$ S				
П/П		ассоциация	минералов			<u> </u>				
Мончегорский плутон. Донная залежь массива НКТ										
1	Скв 835 гл	Кр/з одивинсодержащий меданократовый габбро	Po-Pn-Con-Py-Ilm	0.78	0.21	-0.19				
1	251.9 м	норит с вкр. сульфидов.		0.70	0.21	0.17				
2	Скв. 846. гл.	Кр/з. оливинсодержащий плагиоорто-пироксенит о	Po-Pn-Ccp-Pv-Ilm	-0.04	-0.19	-0.17				
	261.3 м	вкр. сульфидов								
3	Скв. 1057, гл.	M/3. габбронорит с Otz и Bt с вкр. сульфидов	Po-Pn-Ccp-Py-Ilm-Mt	-0.87	-0.62	-0.20				
	504.8 м		1 2							
4	Скв. 1057, гл.	Ср/з. габбронорит с Вt и густой вкр. сульфидов	Po-Pn-Ccp-Spl	-0.24	-0.22	-0.10				
	506.8 м	амфиболизир.								
5	Скв. 910, гл.	Ср/з. мезократ. габбронорит с ед. вкр. сульфидов	Po-Pn-Ccp-Py-Sf	-0.72	-0.51	-0.14				
	96.6 м	интенсивно амфиболизир.								
6	Скв. 910, гл.	М/з. окварцованная полевошпатовая порода с ед	Po-Pn-Ccp-Py-Mo	0.89	0.20	-0.26				
	97.9 м	вкр. сульфидов.								
			~							
		Мончегорский плутон. Донная залеж	сь массива Сопча							
7	Скв. 791, гл.	Кр/з. меланократовый норит с ед. мелкой вкр. суль-	Po-Py-Ccp-Mg-Ilm	0.35	0.06	-0.12				
	1141.5м	ФИДОВ.				<u>i</u>				
	Манчегорский плутон «Критический» горизонт массива Нюл-Пояз (м-че Нюл-П)									
8	H-8	Гнездовая (шлировая) руда с вкл. Pl, Орх, Bt.	Po-Pn-Mgt-Ccp	0.37	-0.01	-0.20				
9	H-9	Гнездовая руда в м/з габбронорите.	Po-Pn-Ccp-Mgt	0.04	-0.15	-0.18				
	Μ	ончегорский плутон. «Критический» горизонт ма	ссива Нюд-Поаз (м-ие	Терраса)						
10	H-19	Вкрапленно-гнезд. руда в м/з Орх-Pl роговике.	Po-Pn-Mgt-Ccp	-1.08	-0.75	-0.20				
11	H-20	Гнездовая (шлировая) руда в лейкократ. норите.	Po-Ccp-Pn	-1.17	-0.79	-0.19				
		Волчьетундровский массив. Рудопроявле	ние Никелевый ручей							
12	BT-2	Брекчиевидная руда в бластомилоните по Qtz-Opx	Po-Pn-Ccp	-0.57	-0.48	-0.18				
		диориту.								
13	BT-3	Диорит лейкократ. с ед. мелкой вкр. сульфидов	Py-Po-Pn-Ccp-Ilm	-0.03	-0.11	-0.10				
14	BT-4	М/з. мезократ. Qtz-Opx диорит с мелкой вкр. суль-	Po-Py-Pn-Ccp-Ilm-Mo	-0.92	-0.64	-0.16				
		фидов.								
15	BT-6	Вкргнезд. руда в Grt-Pl-Opx бластомилоните по	Po-Py-Pn-Ilm-Mo	-0.47	-0.37	-0.13				
		диориту.								
16	BT-10	Брекчиевидная руда в бластомилоните с вкл. Grt, Pl	Py-Pn- Po-Ccp-Mo	-0.56	0.15	-0.14				
L		Opx, Qtz.								
17	BT-14	Qtz-Grt-Орх бластомилонит по диориту с вкр. суль-	Po-Py-Ilm	-0.01	-0.17	-0.17				
1	1	ION TOB				1				

Примечание: анализы выполнены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН. Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Grt – гранат, Crd – кордиерит, Bt – биотит, Spl – шпинель, Po – пирротин, Pn – пентландит, Ccp – халькопирит, Mgt – магнетит, IIm – ильменит, Py – пирит.



Рис. 1 Мультиизотопные данные серы для сульфидов руд Мончегорского плутона и Волчьетундровского массива. Квадраты – наши данные, кружки – по [6]



Рис. 2. Фракционирование изотопов серы в сульфидах руд Мончегорского плутона и Волчьетундровского массива

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №15-05-00740 и № 17-05-00469

1. Мончетундровский базитовый массив Кольского полуострова: новые геологические и изотопно-возрастные данные / Т. Б. Баянова [и др.] // Доклады РАН. 2010. Т. 431, № 2. С. 216-222.

2. Гребнев Р. А., Рундквист Т. В., Припачкин П. В. Геохимия основных пород платиноносного массива Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Геохимия. 2014. № 9. С. 791-806.

3. Козлов Е. К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.

4. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района:петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1 / под ред. Ф. П. Митрофанова и В. Ф. Смолькина. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004. 177 с.

5. Волчьетундровский массив комплекса автономных анортозитов главного хребта, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические исследования / В. В. Чащин, Т. Б. Баянова, И. Р. Елизарова, П. А. Серов // Петрология. 2012. Т. 20, № 5. С. 514-540.

6. Bekker A., Grokhovskaya T. L., Hiebert R., Sharkov E. V., Bui T. H., Stadnek K. R., Chashchin V. V., Wing B. A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia // Mineral. Deposita. 2016. V. 51, № 8. P. 1035-1053.

7. Hulston J. R., Thode H. G. Variations in the S<sup>33</sup>, S<sup>34</sup>, and S<sup>36</sup> contents of meteorites and their relation to chemical and nuclear effects // J. Geophys. Res. 1965. V. 70, N. 14. P. 3475–3484.

**Высоцкий Сергей Викторович**, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, главный научный сотрудник ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

## Шпинелиды – индикаторы условий образования перидотитов Угольского комплекса (Внутренние Украинские Карпаты)

© <u>Л. В. Генералова,</u> Н. Т. Билык, В. Б. Степанов

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Украина, gen\_geo@mail.ru

Мармарошская утесовая зона (Вежанский покров) находится на северо-восточном продолжении Мармарошского массива в Украинских Карпатах. Эта зона сложена мел-палеогеновыми отложениями, среди которых отмечаются олистолиты ультраосновного состава, представленные частично или полностью серпентизованными перидотитами. Среди акцессорных минералов в перидотитах установлены шпинелиды. Более ранние шпинелиды – алюмохромиты, более поздние – феррихромиты. Оценка химического состава и термодинамических условий образования и преобразования шпинелидов дает возможность сделать вывод о том, что перидотиты угольского комплекса имели сложную многостадийную историю. Первичное становление перидотитов происходило в зоне спрединга, позднее океанические перидотиты преобразовались в надсубдукционных условиях.

Ключевые слова: Украинские Карпаты, офиолиты, перидотиты, олистостромы, шпинелиды, геодинамическая обстановка.

## Spinellids – Indicators of Conditions of Formation of Ugolskyi Complex Peridotites (Internal Ukrainian Carpathian)

#### <u>L. V. Generalova</u>, N. T. Bilyk, V. B. Stepanov Lviv National Ivan Franko University, Ukrainian, gen\_geo@mail.ru

The Marmarosh cliff zone (Vezhanskyi napper) is located on the north-eastern extension of the Marmarosh massif in the Ukrainian Carpathians. The zone is composed of the Cretaceous-Palaeogene rocks. Among them, there are olistolites of ultrabasic composition, which are partially or completely serpentinous peridotites. Spinellids have been found among the accessory minerals of peridotites. The earlier spinellids are alumochromite in composition, and later – ferrichromite. Based on the data on the chemical composition and the thermodynamic conditions of the formation and transformation of spinellids, it is concluded that peridotites of the Ugolskyi complex have undergone a complex multi-stage history. Their primary formation took place in the spreading zone, and later oceanic peridotites were transformed in supra-subduction conditions.

Keywords: Ukrainian Carpathian; ophiolites; peridotites; olistromes; spinel, tectonic environment.

Исследования последних десятилетий дали возможность получить новые материалы по геологическому строению и тектонической эволюции Карпат с позиций современного мобилизма [2, 6, 7, 11 и др.]. В Украинских Карпатах выделены комплексы, принадлежащие: а) двум микроконтинентальным террейнам – Тиссии-Дакии (кристаллические массивы Внутренних Восточных Карпат, в число которых входит Мармарошский массив) и Алкапы (кристаллические массивы Западных Карпат); б) Пиеннинской и Предмармарошской сутурным зонам, ограничивающим эти террейны; в) Карпатской флишево-молассовой аккреционной призме (Внешние Карпаты) [2].

Мармарошская утесовая зона (или Вежанский покров) находится на северо-восточном продолжении Мармарошского массива и тектонически выклинивается к северо-западу в бассейне р. Боржава [2]. Она, вероятно, является сорванным со своего седиментационного основания фрагментом осадочного чехла Мармарошского массива, который надвинут (как и массив) на Внешние Карпаты. Эта зона сложена мел-палеогеновыми отложениями [2]. В нижней части стратиграфического разреза зоны развита мощная (до 1000 м) нижнемеловая (баррем?-апт-альбская) олистостромо-конгломератовая толща соймульской свиты, образующая собственно Мармарошские утесы. Олистолиты соймульской свиты имеют размеры до десятков и первых сотен метров. Они характеризуются двумя типами пород. Первый тип олистолитов соответствует комплексам кристаллического фундамента и осадочного чехла Мармарошского массива. Второй тип олистолитов представлен разобщенными фрагментами офиолитовой ассоциации. Наиболее полно они развиты в бассейнах рек Большая и Малая Угольки.

Настоящая работа ориентирована на изучение перидотитов офиолитов, которые образуют олистолиты в соймульской свите, и известны как магматический угольский комплекс. Для этого исследовались породы и акцессорные шпинелиды. Шпинелиды, в соответствии с существующими методиками, рассматриваются в качестве индикаторов моделей геодинамических обстановок становления и эволюционирования содержащих их перидотитов. Целью работы является определение условий формирования и преобразования перидотитов угольского комплекса. Химический состав шпинелидов перидотитов изучен нами с помощью сканирующего электронного микроскопа-микроанализатора PEM-MA-102-02 (Сумы, Украина). Состав акцессорных шпинелидов в перидотитах меняется в зависимости от геодинамических обстановок их формирования. Для шпинелидов информационными дискриминационными показателемями являются такие отношения: хромистость (Cr# = Cr/(Cr+Al)×100%), магнезиальность (Mg# = Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>)×100%), железистость (Fe# = Fe<sup>+3</sup>/(Fe<sup>+3</sup>+Cr+Al) ×100%) и др. Для идентификации изучаемых шпинелидов используются дискриминационные диаграммы [1, 4, 5, 9, 10, 12].

Перидотиты офиолитовых олистолитов Мармарошской утесовой зоны представлены лерцолитами, верлитами, гарцбургитами, часто серпентинизированными или полностью измененными в серпентиниты. Визуальное и микроскопическое исследование их позволяет отметить, что в породах преобладает серпентин разного размера и ориентации. Отмечаются гнездовидно-линзовидные выделения серпентина (очевидно, по оливину), таблитчатые выделения (по ромбическим пироксенам) и разнообразные разноориентированные прожилки. В серпентине установлены многочисленные точечногнездовидные и многогранные индивидуализированные выделения рудных минералов. В отраженном свете среди рудных минералов установлены магнетит (многогранные неправильные зерна размером до 0,02 мм) и шпинелиды (точечные формы размером <<0,1мм).

Шпинелиды разные. В отраженном свете отмечены преимущественно изометричноэллипсовидные реликтовые зерна серого цвета, которые встречаются в более крупных зернах светлосерого цвета. Последние системой трещин разбиты на остроугольные блоки, в интерстициях которых развиты серпентин, магнетит или серпентин+магнетит+хлорит (рис. 1). Анализируя наблюдаемое в шлифах, следует предположить, что первичная порода, испытавшая изменения, была гарцбургитом.

Таблица 1

№ анализов	1	2	3	4
Элементы				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,28	34,02	3,51	1,41
Al	18,70	18,03	1,86	0,75
FeO	13,0	10,0	15,0	15,5
Fe <sup>2+</sup>	10,14	7,8	11,7	12,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78	0	32,66	30,63
Fe <sup>3+</sup>	0,55	0	22,86	21,44
MgO	16,27	16,36	5,79	3,5
Mg	9,76	9,82	3,47	2,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,9	35,46	26,46	31,19
Cr	23,73	24,11	17,99	21,21
TiO <sub>2</sub>	0	0,02	0,25	0,16
Ti	0	0,01	0,15	0,10
MnO	0,7	0,84	5,99	10,38
Mn	0,54	0,65	4,61	7,99
SiO <sub>2</sub>	0	0,40	4,59	3,19
Cr#	56	57	91	97
Mg#	49	56	23	15
Fe##	1	-	54	49

Составы шпинелидов перидотитов угольского комплекса, мас. %

Рентгеноспектральный микрозондовый анализ позволил установить, что в исследованных породах есть две группы шпинелидов. Шпинелиды первой группы более ранние. Они имеют повышенное содержание алюминия, повышеную магнезиальность и пониженную хромистость. Шпинелиды второй группы содержат повышенное содержание марганца, повышенную железистость и хромистость, но они менее магнезиальны и глиноземисты. На классификационной треугольной диаграмме Н. В. Павлова Al–Cr–Fe<sup>3+</sup> [3] более ранние шпинелиды (анализы 1–2) по химическому составу являются алюмохромитами. Более поздние шпинелиды (анализы 3–4) отвечают феррихромитам (табл. 1, рис. 2).

На бинарной диаграмме TiO<sub>2</sub> – Cr# фигуративные точки составов ранних шпинелидов попадают в поле высокодеплетированных перидотитов, фигуративные точки составов поздних шпинелидов образуют поле в область бонинитов (рис. 3). На бинарной диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 4) фигуративные точки составов ранних шпинелидов попадают в поле мантийных массивов, фигуративные точки поздних шпинелидов сосредоточены в поле куммулятивных пород.





Рис. 3. Бинарная диаграмма TiO<sub>2</sub>–Cr# для шпинелидов перидотитов угольского комплекса. Номера на диаграммах отвечают анализам.

Рис. 4. Бинарная диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для шпинелидов перидотитов угольского комплекса. Номера на диаграммах отвечают анализам.

Термодинамические условия образования шпинелидов также различные. Температура образования ранних шпинелидов, рассчитанная по методике Г.П. Пономарева и М.Ю. Пузанкова, соответствует 1480°С, а давление – 25 кБар [8]. Температура преобразования более поздних шпинелидов, расчитанная по методике Б.А. Базылева [1], соответствует 800–850°С, а давление – 2–4 кБар [9]. Дальнейшие изменения привели к замещению шпинелидов магнетитом.

Таким образом, на примере изучения акцессорных шпинелидов показано, что их химический состав является важным источником дополнительной информации о процессах образования и преобразования перидотитов. Проведенные исследования дали возможность восстановить геодинамические условия становления перидотитов Мармарошской зоны утесов. Первичное формирование перидотитов приурочено к зоне шпинелевых перидотитов океанической коры. В дальнейшем произошло преобразование перидотитов и генетически связанных с ними шпинелидов в надсубдукционных условиях.

1. Базылев Б. А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 2003. 49 с.

2. Гнилко О. М., Гнилко С. Р., Генералова Л. В. Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. 2015. № 2. С. 4–24.

3. Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. ин-та геол. наук. Сер. руд. месторождений. 1949. Вып. 103, № 3. С. 3–88.

 Савельев Д. Е. Состав акцессорных хромшпинелидов из ультрабазитов Южного Урала как отражение геодинамической обстановки формирования массивов // Вестник Пермского ун-та. Сер.: Геология. 2013. Вып. 1 (18). С. 17–25.

5. Светов С. А., Рыбникова З. П., Вревский А. Б. Реконструкция Р-Т параметров генерации и излияния мезоархейских коматиитовых расплавов по данным изучения акцессорных шпинелидов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. 2014. № 4. С. 19–36.

6. Ступка О. О. Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Львів, 2013. 20 с.

7. Тектоно-магматическая эволюция Карпат / З. М. Ляшкевич [и др.]. Киев: Наук. думка, 1995. 132 с.

8. Пономарев Г. П., Пузанков М. Ю. Распределение породообразующих элементов в системе основной – ультраосновной расплав – шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение. М.: Пробел-2000, 2012. 668 с.

9. Юричев А. Н., Чернышов А. И. Хромититы Харчерузского блока массива Сыум-Кеу: вещественный состав и генезис руд (Полярный Урал) // Известия Томского политехнического университета. 2016. Т. 327, № 8. С. 6–16.

10. Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of petrology. 2001. V. 42, № 12. P. 2279–2302.

11. Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. V. 210. P. 1–56.

12. Ghazi J. M., Moazzen M., Rahghoshay M., Moghadam H.S. The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks // Ofioliti. 2011. V. 36, № 1. P. 59–76.

*Генералова Лариса Владимировна*, кандидат геологических наук, доцент, доцент Львовского национального университета имени Ивана Франко, Украина

## Геодинамическая обстановка формирования Улан-Сарьдагского массива (Восточный Саян, Россия)

© <u>Н. А. Гильберт</u><sup>1, 2</sup>, С. М. Жмодик<sup>1, 2</sup>, Е. В. Айриянц<sup>1</sup>, Д. К. Белянин<sup>1, 2</sup>, О. Н. Киселева<sup>1</sup> <sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kolya\_gilbert@bk.ru <sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Исходя из новых данных, полученных в ходе комплексного петрохимического и минералого-геохимического изучения пород Улан-Сардагского массива (Восточный Саян, Россия), был сделан вывод о его офиолитовой природе. Образование и трансформация горных пород происходили в различных геодинамических условиях: срединно-океанические хребты, примитивные островные дуги Идзу-Бонин и зоны субдукции в условиях возникновения аляскинских формаций.

Ключевые слова: офиолиты, геодинамические обстановки, базальты СОХ, бониниты, субдукция

## Geodynamic Situation for Formation of Ulan-Sar'dag Massif (East Sayan, Russia)

<u>N. Gilbert</u><sup>1, 2</sup>, S. Zhmodik<sup>1, 2</sup>, E. Airiyants<sup>1,</sup>, D. Belyanin<sup>1, 2</sup>, O. Kiseleva<sup>1</sup> <sup>1</sup>VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russian Federation, kolya\_gilbert@bk.ru <sup>2</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

Based on the new data obtained during the complex petrochemical and mineralogical-geochemical study of the rocks of the Ulan-Sardagh massif (East Sayan, Russia), a conclusion was made about its ophiolitic nature. Formation and transformation of rocks took place in various geodynamic settings: mid-ocean ridges, primitive Izu-Bonin-type island arcs and subduction zones, under the conditions of occurrence of Alaskan-type formations.

Keywords: ophiolites, geodynamic setting, MORB, boninites, subduction setting

Улан-Сарьдагский гипербазитовый массив расположен в юго-восточной части Восточного Саяна на водоразделе р. Урик и Китой. На территории Восточного Саяна широко распространены офиолитовые ассоциации, которые выделяются в виде протяжённых поясов (ветвей): Южная (Ильчирская), Северная (Халбын-Хаирханская) и Эхе-Шигна-Шишхидская (Окинская зона). Многие особенности офиолитов этих поясов: породные ассоциации, геохимические и минералогические характеристики, геологическое строение отдельных «массивов» (пластин), геодинамические обстановки и время их формирования, продолжают исследоваться [1-5]. К настоящему времени получены данные о неоднородности офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна. В частности, сделано обоснованное предположение о формировании офиолитов Южной ветви в обстановке срединно-океанических хребтов, а Северной ветви – в обстановке островных дуг [2, 4, 12].

Улан-Сарьдагский массив расположен в приконтактовой зоне плагиогранито-гнейсов Гарганской «глыбы» с гранитоидами сумсунурского комплекса и подстилается вулканогенными и осадочными породами ильчирской свиты и терригенными образованиями монгошинской (иркутной) свиты. Массив сложен преимущественно дунитами и гарцбургитами сетчато-полосчатого комплекса и представляет собой пластообразное тело, вытянутое в широтном направлении. В центральной части преобладают гарцбургиты, на периферии – дуниты и серпентиниты, последние тяготеют к основанию массива, к зоне контакта с подстилающей толщей, сложенной вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами (зеленокаменными эффузивами, углеродистыми черными сланцами, известняками, рис. 1). Все породы в подошвенной части массива интенсивно деформированы, рассланцованы, с многочисленными зонами дробления и зеркалами скольжения. В зоне контакта серпентинитов и пород, относимых к ильчирской свите, широко проявлены оталькование, развитие тремолита, жилок актинолит-тремолитового состава.

Вулканические породы имеют состав андезитов и базальтовых андезитов нормальной щелочности, с распределением редкоземельных элементов, характерным для образований, сформированных в островодужной обстановке (рис. 2). Это подтверждается и типом распределения элементов на мультиэлементных диаграммах (спайдер-диаграммах). Кроме того, среди вулканических пород обнаружены образования, петрохимический состав которых, а также геохимические характеристики (распределение REE, спайдер-диаграммы) в полной мере соответствуют высоко-Са бонинитам (рис. 2, д-е). Бониниты являются разновидностью вулканитов, которые однозначно могут свидетельствовать об их происхождении в надсубдукционных условиях энсиматических островных дуг [5, 7, 10, 13]. Микрорентгеноспектральным методом (прибор фирмы Jeol, JXA-8230, аналитик В.А. Королюк, Аналитический центр ИГМ СО РАН) был определён состав хромитов из хромититов Улан-Сарьдагского массива (рис. 3). Хромититы распространены среди гарцбургитов, дунитов и серпентинитов в виде деформированных фрагментов жил, прожилков, небольших линз (до десятков см), шлиров и рассеянной минерализации. По содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> выделяется три группы хромитов, которые попадают главным образом в поле надсубдукционной обстановки, а высокоглиноземистые могут быть отнесены к полю MORB-type peridotites (рис. 3а). По соотношению хромистости и магнезиальности среди хромитов также могут быть выделены три группы. Первая группа хромитов соответствует MORB типу; вторая – бонинитовому типу (точки составов располагаются на границе с MORB типом), третья также соответствует бонинитовому типу, но точки составов размещены на границе с аляскинским типом (одна точка попадает в поле Alaskan type).



Рис 1. Схема геологического строения Улан-Сарьдагского гипербазитового массива. Карта составлена по данным В.Г. Скопинцева [6] с дополнениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – известняки; 3- гранодиориты сумсунурского комплекса; 4- диориты сумсунурского комплекса; 5 – гнейсо-граниты Гарганской глыбы; 6 – ультраосновные породы ильчирского комплекса: гарцбургиты, дуниты; 7 – серпентиниты; 8 – пироксеновые дуниты; 9 – зеленокаменные эффузивы ильчирской свиты; 10 – гранитные интрузии (холбинский? комплекс); 11 – разломы.







Рис 2. ТАЅ диаграммы для вулканических (а) и плутонических (b) пород Улан-Сарьдагского массива, а также спайдер диаграммы (*a-e*) и графики распределения REE (ж-з) в породах андезитового состава (в-г) и бонинитах (д-е) Улан-Сарьдагского массива (слева) и современных островных дуг (справа) [4]. Вулканогенные породы соответствуют базальтовым андезитам и андезитам нормальной щелочности. Использованные для нормирования данные о составе примитивной мантии взяты из работы [14], о составе хондрита – из работы [8]



Рис. 3. Дискриминационные диаграммы, демонстрирующие соотношения  $Al_2O_3 - Fe^{2+}/Fe^{3+}$  (a) по [11] и Cr# – Mg# (b) по [9] в хромитах их хромититов Улан-Сарьдагского массива

В результате комплексного исследования получены данные, свидетельствующие о сложной истории Улан-Сарьдагского ультрабазитового массива, формирование и преобразование пород которого происходило в различных геодинамических обстановках: срединно-океанических хребтов, примитивных энсиматических островных дуг и зоны субдукции, в условиях возникновения образований аляскинского типа. Таким образом, можно говорить, что для пород Улан-Сарьдагского массива выявлены петрохимические особенности, характерные как для Южной (Ильчирской), так и для Северной (Халбын-Хаирханской) ветвей офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты: 16-05-00737, 16-05-00860, 15-05-06950, а также базового проекта НИР РАН и интеграционного проекта №89 СО РАН

1. Анциферова Т. Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива (Вост. Саян): дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ: ГИ СО РАН, 2006. 150 с.

2. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Н. Л. Добрецов, Э. Г. Конников, В. Н. Медведев, Е. В. Скляров. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. С. 34–59.

3. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекалеодонский этапы. М.: Пробел–2000, 2004. 192 с.

4. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.

5. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов / Е. В. Скляров [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, №1. С. 163-180.

6. Скопинцев В. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Гарган, Урик, Китой, Онот; результаты поисковых работ на участке Китойском (Восточный Саян). Отчет Самартинской и Китойской партий. Кн. 1. Улан-Удэ: ПГО «Бурятгеология». 1995. 319 с.

7. Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.

8. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elemets: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197-214.

9. Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2279–2302.

10. Crawford A. J., Fallon T. J., Grenn D. H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. A.J. Crawford, ed. London: Unwin Hyman, 1989. P. 2-44.

11. Kamenetsky V., Crawford A. J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 655–671.

12. Kiseleva O. N., Zhmodik S. M., Damdinov B. B., Agafonov L. V., Belyanin D. K. Composition and evolution of Pt mineralization in chromite ores from the Il'chir ophiolite complex (Ospa–Kitoi and Kharanur areas, East Sayan) // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. P. 259–272

13. Le Bas M.J. IUGS reclassification of the hish-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 1467-1470.

14. Sun S-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implication for mantle composition and processes // Geological Society of London. Special Publication. 1989. V. 42. P. 313-345.

Гильберт Николай Андреевич, студент 4-го курса Новосибирского государственного университета

## Особенности распределения платиноидов в рудах Кингашского и Норильского месторождений

© <u>О. М. Глазунов</u>, Т. А. Радомская

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии Сибирского отделения Российской академии наук (ИГХ СО РАН), Иркутск, Россия, glazunov@igc.irk.ru

В работе приводится сравнительный анализ платиноидно-медно-никелевых руд Кингашского и Норильского месторождений. Они схожи пентландит-пирротин-халькопиритовым парагенезисом, набором МПГ, высокими ресурсами ЭПГ, химизмом руд и технологией их обработки. Породы и руды Талнахского месторождения отличаются значительным преобладанием Pd и Cu относительно кингашских руд. Изотопные отношения  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr = 0,7060-0,7066, и низкие значения  ${}^{143}$ Nd/ ${}^{144}$ Nd = 0,5125-0,5130, εNd (2,6-3,8) пород Кингашского массива соответствуют условиям мантийного компонента EM-II, в то время как высокие  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr до 0,7070-0,7080 в рудах норильских месторождений объясняются процессами гибридизма и ассимиляции расплава карбонатным компонентов траппов.

Ключевые слова: месторождение платиноидно-никелевых руд, сульфиды, элементы платиновой группы, ЭПГ, ультраосновные породы, расплав

# Features of Distribution of PGE in the Ores of the Kingash and Noril'sk Deposits

<u>O. M. Glazunov</u>, T. A. Radomskaya Federal state budgetary institution of science A. P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, glazunov@igc.irk.ru

In this abstract compares platinoid-copper-nickel ores of Kingash (East Sayan) and Noril'sk deposits. They are similar by pentlandite-pyrrhotite-chalcopyrite paragenesis, high PGE resources, set of PGM, the chemistry of ores and the technology of their processing. The rocks and ores of the Talnakh deposit are different by a marked predominance of Pd and Cu relative to the Kingash ores. The isotopic ratios  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr = 0,7060-0,7066$  and the low values  ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd = 0,5125-0,5130$ ,  $\epsilon Nd (2,6-3,8)$  of the rocks of the Kingash massif correspond to the conditions of the mantle component EM-II, while the high  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$   $\mu o 0,7070-0,7080$  in the ores of the Noril'sk deposits are explained by the processes of hybridism and assimilation of the melt by the carbonate components of the traps.

Keywords: deposit of platinoid-nickel ores, sulphides, platinum group elements, PGE, ultrabasic rocks, melt

Известное суперкрупное Норильское месторождение платиноидно-медно-никелевых руд позволяет удерживать высокое место России в области мировой добычи благородных и сопутствующих металлов (табл. 1) [1]. Оно не нуждается в дополнительном освещении, поскольку достаточно хорошо изучено и служит эталоном для сравнения. В Южной Сибири единственным близким к нему объектом по минералогии, химизму руд и сходной технологии их переработки является Кингашское Pd-Pt-Cu-Ni месторождение в В. Саянах, находящееся в стадии промышленного освоения. Сравнительный анализ, тем не менее, может пополнить данные о его генезисе и прогнозах.

Кингашское месторождение связано с «рифтингом» субконтинентального режима, развитым в непосредственной близости от границы с Сибирской платформой [2]. В дунит-перидотитовом «мегаслое» линзовидного массива, перекрытого габброидами, сосредоточены основные запасы платиноидов, меди, никеля, хрома. Богатые платиноидные руды с содержанием от 3,78 до 14 г/т образуют горизонты («рифы»), продуцированные за счёт жидкостной несмесимости. Высоким содержанием ЭПГ выделяются также брекчиево-жильные руды (табл. 1), тогда как в Норильском рудном поле максимум ЭПГ несут малосульфидные руды (6-12 г/т) [3]. В координатах Pd/Pd+Pt – Cu/Cu+Ni (рис. 1) породы и руды Талнахского рудного узла отличаются заметным преобладанием Pd и Cu относительно кингашских руд. Контактовые габбро и габбро-диориты по составу можно принять за исходный расплав. Отдельные пробы из талнахских руд находятся в ореольном поле Кингаша.

В отличие от Кингашской площади Норильские Pt-Cu-Ni месторождения локализуются в рифтогенном троге глубокого погружения и приурочены к Норильско-Хараелахскому глубинному разлому с максимальной проницаемостью для расплавов и флюидов [3].

Месторождение	Тип руды	Среднее со-	Среднее со-	Среднее содержание		
		держание нике-	держание	∑ЭПГ, (г/т) на 1 % Ni в		
		ля, %	∑ЭΠΓ, г/т	руде		
Кингаш	Вкрапленные руды	0,46	0,29	0,78		
	Брекчиево-жильные Си-	0,99	1,25	1,27		
	Ni руды					
	Руды платиноидного	1,03	3,73	3,62		
	горизонта					
Норильск, данные,	Массивные	3,50	6,00	1,70		
по [1]	Cu-Ni руды					
	Платиновые (вкраплен-	0,35	6,00	17,00		
	ные) руды					
	Малосульфидные руды	0,10	6,0-12	60-120		

# Сравнительные данные по содержаниям элементов платиновой группы в некоторых месторождениях

Руды кингашского и норильских месторождений сближают пентландит-пирротинхалькопиритовый парагенезис, высокая ресурсность по платиноидам. Общими для них являются Bi-Те палладиевый тип руд при сходном составе некоторых соединений. В рудах Кингашского месторождения чаще сохраняется соотношение Pd>Pt для ранних и Ru>Os для брекчиево-жильных руд, тогда как в рудах Талнаха, например, эти соотношения подвержены широким вариациям [4], особенно в контактовых зонах, где идёт активное магмозамещение карбонатных толщ траппов силура и девона [5]. В отличие от Норильских месторождений на Кингашском не обнаруживается следов метасоматических и магмозамещающих процессов. Сплошные руды не коррелируются со скарнами.



Рис. 1. Отношение Pd/(Pd+Pt) к Cu/(Cu+Ni) в рудах (содержание Ni > 2000 г/т) Кингашского массива (авторские данные) и породах и рудах Талнахского рудного узла – по материалам Gzamanske et al. (1995) из монографии Налдретта А.Дж. [4] 1–2 – Кингашский массив: 1 – дуниты и аподунитовые серпентиниты; 2 – верлиты и аповерлитовые серпентиниты;

3–5 – породы и руды Талнахского рудного узла: 3 – руды (содержание Ni > 2000 г/т);

4 - породы среднего и основного состава (содержание Ni < 2000 г/т); 5 - контактовый габбродиорит

На рисунке 2 отражены сходные концентрации Pd в дунитах и верлитах Кингашского массива и габброидах Талнаха. Заметна также обеднённость их тугоплавким Ir. Обращает на себя внимание устойчивое преобладание во вкрапленных рудах Кингаша тугоплавких Os и Ir в парагенезисе с Cr, что отмечается в подошве отдельных рудных тел Талнахского месторождения.

Геохимическая зональность Кингашского месторождения проявляется в чередовании бедных, рядовых и богатых руд с концентрированием Ni, Cu, Co и благородных металлов в придонной, северозападной части месторождения, что выражается сменой минеральных парагенезисов: преимущественно пентландит-пирротинового в дунитах и халькопирит-пирротин-пентландитового в верлитах. От ранних вкрапленных руд к брекчиево-жильным и массивным рудам наблюдается увеличение отношений Pd/Pt в дунитах (до 1,9) и верлитах (до 4,2), возрастает содержание Ni, Cu и др. элементов.



Рис. 2. Спектры элементов платиновой группы в рудах Кингашского массива (авторские данные) и Талнахского рудного узла по материалам Gzamanske et al. (1995) из монографии Налдретта А.Дж. [3]. Нормирование выполнено по содержанию РЗЭ в хондрите С1 [6]

1–2 – Кингашский массив: 1 – дуниты и аподунитовые серпентиниты; 2 – верлиты и аповерлитовые серпентиниты; 3 – рудные породы Талнахского рудного узла

Сульфидная минерализация пространственно связана со всеми породами Кингашского массива, но промышленные количества Ni, Cu, ЭПГ установлены только в ультраосновном мегаслое. Выявлено два типа руд по времени их образования: сингенетический (вкрапленные и густо вкрапленные) и эпигенетический (брекчиево-жильные и массивные). Основная доля никеля, меди, кобальта и платиноидов входит в сульфидные вкрапленные руды халькопирит-пирротин-пентландитового типа. Богатые вкрапленные платиноидные руды образовались на раннемагматической стадии, как продукт жидкостной несмесимости и гравитационной отсадки. Cl, F, H<sub>2</sub>O способствовали сегрегации платиноидов в «платиноидный горизонт» с МПГ. Эпигенетическая стадия завершилась локализацией брекчиевожильных (кубанит-халькопирит-пентландит-пирротиновых) платиноидных и массивных руд (кубанит-пентландит-халькопирит-пирротинового состава).

Говоря об источнике руд двух сравниваемых месторождений, следует подчеркнуть, что в рудах Норильских месторождений устойчиво сохраняется тенденция развития рудно-магматической системы (PMC) по схеме Феннера с накоплением железа, последующим проявлением сульфуризации, магмозамещения и метасоматоза. В Кингашской РМС эти процессы ограничиваются достаточно «сухими» условиями гранулит-амфиболитовой фации протерозоя, чем объясняется преобладающая дисперсная связь платиноидов с водородом, нежели с оксидными фазами, как в рудах Талнахского месторождения.

Сложная этапность образования Норильского рудного узла отстаивается Д. А. Додиным [3].

Изотопные и термобарометрические данные подтвердили также стадийное становление Кингашского массива с внедрением на рубеже 1387±40 млн лет. В результате кристаллизационной дифференциации сформировалась расслоенная серия из дунитов (T~1260–1140° C, P~14 кбар), верлитов (T~1100–1160° C, P~14 кбар), оливиновых клинопироксенитов (T~980–11050° C, P~11–14 кбар) в абиссальных условиях. Внедрение габброидов с разрывом во времени происходило при T~990° C, P~8 кбар и практически не оказало влияния на масштабы платиноносности месторождения.

Изотопные отношения  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr = 0,7060–0,7066, и низкие значения  ${}^{143}$ Nd/ ${}^{144}$  = 0,5125–0,5130, εNd (2,6–3,8) пород Кингашского массива соответствуют условиям мантийного компонента EM-II.

Высокие <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr до 0,7070–0,7080 в рудах Норильского месторождения объясняются процессами гибридизма и ассимиляции расплава карбонатной составляющей траппов. Именно это наряду с сульфуризацией и обогащением остаточного расплава рудными металлами лежит в основе образования крупнообъёмных запасов Норильского рудного поля. Поиски подобных зон контаминации карбонатов и скарнов могут обеспечить на Кингашском месторождении заметное увеличение его продуктивности. Проявление мигматизации не исключает сегрегационное перераспределение ЭПГ в ультраосновном мегаслое Кингаша с наложением парагенезиса Au, As, Sb.

Присутствие в составе руд, кроме Ni, Cu, Co, ЭПГ, также Au, Ag, Cr, Ti, Sc и V открывает возможность комплексного подхода при разработке руд месторождений кингашского типа. Рекомендуется выявить масштаб распространения в рудах элемента Re, ценного в электронной промышленности [7].

1. Лавёров Н. П., Дистлер В. В. Потенциальные ресурсы месторождений платиновых металлов в контексте стратегических национальных интересов России // ГРМ. 2003. Т. 45, № 4. С. 291–304.

2. Глазунов О. М., Богнибов В. И., Еханин А. Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2003. 192 с.

3. Додин Д. А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб.: Наука, 2002. 822 с.

4. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. СПб.: Издво СПбГУ, 2003. 487 с.

5. Мирошникова Л. К. Геолого-геохимические предпосылки и признаки локализации медно-никелевого с платиноидами оруденения рудно-магматической системы Талнахского рудного узла: автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГРИ, 2017. 52 с.

6. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chemical geology. – 1995. – T. 120. – №. 3-4. – C. 223-253.

7. Радомская Т. Л. Минералогия и геохимия Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 2012. 23 с.

*Глазунов Олег Михайлович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный специалист, ИГХ СО РАН, Иркутск

## Петрология офиолитового комплекса подводной горы Хахаджима (Идзу-Бонин-Марианская преддуговая система)

© <u>А. Н. Голич</u>, С. В. Высоцкий Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, agolich@mail.ru, vysotskiy@fegi.ru

Многочисленные серпентинитовые подводные горы являются уникальными для Идзу-Бонин-Марианской системы. Подводная гора Хахаджима располагается в 40 км к западу от зоны перехода между Идзу-Бонинским и Марианским желобами. Она состоит из двух комплексов: нижней, подстилающей офиолитовой ассоциации ультраосновных – основных пород и верхней бонинит-андезитовой серии. В данной работе приведено петрологическое описание пород двух ассоциаций. Ключевые слова: офиолиты, петрология, Идзу-Бонин-Марианский желоб, подводная гора Хахаджима.

#### Petrology of the Ophiolite Complex of Hahajima Seamount (Izu-Bonin-Mariana Forearc System)

<u>A. N. Golich</u>, S. V. Vysotskiy Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia, agolich@mail.ru, vysotskiy@fegi.ru

Numerous serpentinite seamounts are unique to the Izu-Bonin-Marian system. Hahajima seamount is located in 40 km to the west from the transition zone between the Izu-Bonin Trench and Mariana Trench. It consists of two complexes: the lower, the underlying ophiolite association of ultramafic-mafic rocks and the top boninit-andesite series. In this paper is given a petrological description of the rocks of two associations.

Keywords: ophiolites, petrology, Izu-Bonin-Marian Trench, Hahajima seamount.

По классификации И. Дилека и Г. Фернса [4] надсубдукционные офиолиты образуются в спрединговых обстановках над зонами субдукции. Современная Идзу-Бонин-Марианская система дуга-желоб является типичным примером такой тектонической обстановки [5]. Породы офиолитового комплекса формируют здесь западный островодужный склон желоба, а также слагают многочисленные серпентинитовые подводные горы вдоль оси желоба [7]. Примеры залегания офиолитов на одном из склонов впадины можно привести достаточно легко (желоб Тонга, котловина Лау, Марианский трог). Однако разбросанные на расстоянии 50-120 км от оси желоба серпентинитовые подводные горы становятся уникальными для Идзу-Бонин-Марианской системы. В связи с этим, подводная гора Хахаджима становится уникальным объектом для изучения, так как это единственная прямоугольная по форме и одна из самых больших и наиболее близких к оси желоба серпентинитовых гор.

Подводная гора Хахаджима располагается примерно в 40 км к западу от зоны перехода между Идзу-Бонинской и Марианской впадинами, на востоке граничит с плато Огасавара, а на западе – с одноименным хребтом. Она образует плоское, прямоугольное плато, вытянутое в направлении с северозапада на юго-восток, размером приблизительно 60×30 км, и находится на глубине около 1100 м (рис. 1).

В данной работе были использованы образцы, полученные при выполнении в 2003 г. рейса КН03-3 НИС токийского университета «Hakuho-Maru» в Филиппинском море. В ходе рейса были драгированы образцы из северной, центральной и южной частей горы Хахаджима. Для каждого исследуемого участка было поднято по нескольку сотен образцов пород. Нами были получены породы из северной и центральной частей подводной горы. На основе данного материала была отобрана коллекция из 11 представительных образцов, включающая серпентиниты, серпентинизированные дуниты, ортопироксениты, габбро, базальты, бониниты, андезиты и андезито-дациты.

Ультраосновные породы, поднятые в районе горы Хахаджима, в изученной коллекции представлены серпентинитами и в различной степени серпентинизированными дунитами. В *серпентинитах* вторичные минералы практически полностью замещены ассоциацией вторичного серпентина и магнетита. По реликтам структуры и составу хромистой шпинели устанавливается принадлежность серпентинитов к дунитам. Из первичных минералов сохранились только реликты хромистой шпинели. *Дуниты* представляют собой массивные породы зеленовато-серого цвета с мелкими (1-4 мм) прожилками серпентина. Серпентин составляет также основную массу породы, однако, по химическому составу прожилки от основной массы отличаются незначительно. В основной массе также присутствуют реликты хромистой шпинели с характерной структурой распада и мелкие зерна моноклинного пироксена, представленного в основном диопсидом (f~6-7). Состав шпинели в дунитах достаточно однороден. На диаграмме соотношений Mg#/Cr# фигуративные точки шпинелей соответствуют полям расслоенных интрузий и офиолитов дуги Тонга (рис. 2А). Из вторичных минералов в породе также присутствуют магнетит и гидрогранат.

Ортопироксениты представлены массивными, трещиноватыми, зеленовато-коричневыми разностями с ярко-рыжими следами ожелезнения по трещинам. Порода выполнена энстатитом (En86, Fs13, Wo1) с мелкими включениями клинопироксена, по составу соответствующему диопсиду (f~9-10; En48, Fs5, Wo46). При этом в некоторых случаях моноклинный пирксен замещается вторичным амфиболом (тремолитом). В породе присутствуют мелкие зерна железистого хромита (f~85) и на диаграмме Mg#/Cr# их фигуративные точки занимают характерное для магнетитов положение, а также не сответствуют ни одной из выделенных областей (рис. 2А).



Рис. 1. Батиметрическая карта подводной горы Хахаджима [по 6], показывающая станции драгирования, а также тектоническая схема Филлипинской плиты и прилегающих территорий [по 8]. Условные обозначения: 1 – предполагаемая ось разлома, 2 – начальное и конечное положение корабля при драгировании в ходе рейсов КН80-3 и КН82-4, 3 – станции драгирования в ходе рейса КН03-3

Габброиды подводной горы Хахаджима обладают порфировой структурой. В основной массе плагиоклаза прорастают зерна пироксена. В крупных зернах ортопироксена, проявляются зерна клинопироксена иногда округлой формы, на которых заметны полосы срыва. В некоторых случаях зерна ортопироксена обрастают каймой авгита. Клино- и ортопироксены характеризуются постоянством состава и представлены авгитом (En46, Fs11, Wo42) и энстатитом (En72, Fs24, Wo3) соответственно. Плагиоклазы, в свою очередь, меняют состав от образца к образцу. Из рудных минералов следует отметить ильменит, сфен, магнетит. В некоторых образцах также встречаются гранат и апатит.

Для изученных *базальтов* характерны следы сильных вторичных изменений. В породе присутствуют мелкие прожилки (1-2 мм), заполненные серпентинитом и гидрогранатом. Вдоль прожилок присутствуют зарна амфибола. Клинопироксен присутствует как в основной массе, так и в виде отдельных зерен. Зерна клинопироксена (авгита) имеют типичную для быстрой закалки расплава игольчатую структуру (спенифекс). Крупные зерна плагиоклаза (альбита) замещаются вторичным КПШ. Рудные минералы представлены сфеном и пиротином.

Бониниты, андезиты и андезито-дациты были драгированы в основном в центральной части подводной горы Хахаджима. *Бониниты* представлены массивными, порфировыми разностями темного зеленовато-коричневого цвета. В основной стекловатой массе развиты зональные зерна ортопироксена, которые обрастают каймой клинопироксена. Клинопироксен также развит в виде отдельных вытянутых зерен со следами вторичных изменений (рис. 2В). Вследствие этого и состав клинопироксена сильно варьируется в пределах одного образца. Состав ортопироксена в свою очередь соответствует энстатиту (En83, Fs13, Wo4). Шпинель из бонинитов более хромистая по сравнению с другими породами комплекса. Это может быть связано с тем, что бониниты изначально выплавлялись из более хромистого расплава. Фигуративные точки этих шпинелей на диаграмме Mg#/Cr# соответствуют полям бонинитов и бонинит-офиолиовой ассоциации дуги Тонга (рис. 2А). Андезиты и андезито-дациты горы Хахаджима также обладают порфировой структурой. Основная масса *андезитов* представлена микролитами стекла и плагиоклаза с крупными вкрапленниками зерен клинопироксена и плагиоклаза. В крупных фенокристаллах плагиоклаза хорошо прослеживается зональность зерен. Из акцессорных минералов выделяются титаномагнетит и кварц. *Андезито-дациты* по своей структуре сходны с габброидами. Основная масса представлена плагиоклазом, в которой встречаются крупные зерна пироксенов. В наиболее крупных фенокристах энстатита развиваются мелкие и средние зерна авгита, изредка округлой формы, с заметными полосами срыва (рис. 2С). Амфибол в породе развит в виде мелких прожилок. Из акцессорных минералов следует отметить наличие пирита.



Рис. 2. А – соотношение X<sub>Cr</sub> и X<sub>Mg</sub> в шпинелях из пород подводной горы Хахаджима. Поля по [1,3]: I – абиссальные перидотиты, II – расслоенные интрузии, III – бониниты, IV – офиолиты трога Кайман, V – бонинит-офиолитовая ассоциация Тонга (V – интрузивные породы; V(а) – лавы). Условные обозначения: 1- серпентиниты и в различной степени серпентинизированные дуниты, 2 – ортопироксениты, 3 – бониниты; В – микрофотография бонинита. В основной стекловатой массе видны зональные зерна ортопироксена (Орх) с каймой клинопироксена (Срх). С – микрофотография андезито-дацита. На крупных зернах клинопироксена хорошо видны полосы срыва (Pl – плагиоклаз)

Таким образом, по петрологическому описанию подводная гора Хахаджима состоит из двух комплексов: нижней, подстилающей офиолитовой ассоциации ультраосновных – основных пород и верхней бонинит-андезитовой серии. Породы подстилающей офиолитовой ассоциации драгируются в основном в северной части подводной горы, в то время как бонинит-андезитовая серия была поднята в центральной, самой высокой части. Такое разделение подтверждается также геохимическими особенностями пород [2].

1. Высоцкий С. В. Офиолитовые и бонинит-офиолитовые ассоциации островодужных систем западной Пацифики: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Москва: Изд-во МГУ, 1996. 62 с.

2. Голич А. Н. Геохимические особенности надсубдукционных офиолитов на примере подводной горы Хахаджима (Идзу-Бонин-Марианская преддуговая система) // Геология в развивающемся мире: в 2 т.: материалы Х Междунар. науч.-практ. конф. Пермь: Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2017. Т. 1. С. 66-67.

3. Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contributions to mineralogy and petrology. 1984. T. 86. No. 1. C. 54-76.

4. Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. V. 123, N 3/4. P. 387-411.

5. Hawkins J. W. Geology of supra-subduction zones – Implications for the origin of ophiolites // Dilek, Newcomb, eds. Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Geological Society of America Special Paper 373. 2003. P. 227–268.

6. Ishii T. Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount or «Ogasawara paleoland» – «Fore-arc ophiolite» // Nasu N., Kushiro I. Advances in Earth and Planetary Sciences, Formation of Active Ocean Margins. Tokyo: Terra, 1985. P. 307-342.

7. Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc // Leg 125. Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 125. P. 445-486.

8. Li Y.-B., Kimura J.-I., Machida S. et al. High-Mg adakite and low-Ca boninite from a Bonin fore-arc seamount: Implications for the reaction between slab melts and depleted mantle // Journal of Petrology. 2013. V. 54, N 6. P. 1149–1175.

Голич Алексей Николаевич, инженер ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

### Окислительно-восстановительные условия кристаллизации Талнахской интрузии Норильского района

© М. П. Гора, <u>В. М. Калугин</u>, А. Я. Шевко, А. Э. Изох Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, gora@igm.nsc.ru

В статье представлены результаты изучения состава оксидных минералов в восточном фланге Талнахской интрузии. Эти оксидные минералы представлены срастаниями титанистого магнетита и ильменита, являющимися результатом распада твердого раствора. Составы этих сосуществующих минералов позволяют вычислить температуры и фугитивности кислорода для пород в разных частях разреза. Породы в нижней и верхней частях разреза показывают фугитивности кислорода, соответствующие буферу QFM при 600-750 °C. Температуры закалки слоя лейкократовых габбро в центральной части разреза находятся между 400 и 600 °C при фугитивности кислорода выше, чем буфер QFM на 1-3 логарифмические единицы. Эти данные предполагают существование в восточном фланге Талнахской интрузии как минимум двух разных порций магмы, которые кристаллизуются при различных условиях.

Ключевые слова: Талнахская интрузия, окислительно-восстановительные условия, титаномагнетит, ильменит.

## Oxidation State of the Rock Crystallization in the Talnakh Intrusion, Norilsk Province

M. P. Gora, <u>V. M. Kalugin</u>, A. Ya. Shevko, A. E. Izokh VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia, gora@igm.nsc.ru

We present the results of studying the composition of oxide minerals in the eastern flank of the Talnakh intrusion. These are intergrowths of titaniferous magnetite and ilmenite, which resulted from the decomposition of the solid solution. The compositions of these coexisting minerals allow calculating the quenching temperature and oxygen fugacity for the rocks in different parts of the section. The rocks in the lower and upper parts show oxygen fugacity corresponding with the FMQ buffer at 600-750 °C. The quenching temperature of the leucocratic gabbro layer in the central part of the section is between 400 and 600 °C. The oxygen fugacity under quenching was higher than FMQ buffer on 1-3 logarithmic units. These data suggest emplacement of at least the two different magma portions in the eastern flank of the Talnakh intrusion, which crystallized under different conditions.

Keywords: Talnakh intrusion, oxidation state, titaniferous magnetite, ilmenite.

Наиболее популярной моделью формирования норильских рудоносных интрузий является модель магматического проводника, которая была предложена В. А. Радько [1] и развита А. Налдреттом с коллегами [2]. Она предполагает, что норильские рудоносные интрузии были малоглубинными проточными камерами, через которые прокачивался большой объем базальтовой магмы. Проходя через камеру, магмы теряли сульфидную жидкость и изливалась на поверхность, формируя огромные лавовые плато. Этим объясняется накопление больших объемов сульфидной жидкости и появление гигантских сульфидных Pt-Ni-Cu месторождений. В данной модели предполагается, что в проточные камеры одна за другой поступали порции магмы, которые могли частично или полностью остаться в камере. Однако разрезы рудоносных интрузий очень похожи на разрезы классических расслоенных массивов, и распознать отдельные фазы внедрения очень трудно, поскольку все они имеют близкий минеральный и химический состав, а зоны закалки отсутствуют. Недавно наличие двух магматических порций, было продемонстрировано в юго-западной ветви интрузии Норильск-I [3]. Оказалось, что пикритовые габбродолериты, которые ранее картировались как единый слой богатого оливином кумулата, в её северной и южной части сформировался из геохимически разных расплавов. Это привело авторов к выводу о том, что здесь имеется две интрузии, а не одна [3].

Присутствие нескольких фаз внедрения можно предполагать, исходя из того, что в норильском комплексе выделяются четыре типа интрузий, которые отличаются составом, степенью дифференцированности и рудоносности, но тесно связаны друг с другом. Это нижнеталнахский, зубовский, круглогорский и норильский типы. Экономически значимое оруденение связано только с интрузиями норильского типа. Интрузии круглогорского и нижнеталнахского типа располагаются под рудоносными или рядом с ними на расстоянии нескольких десятков метров, иногда соприкасаясь или пересекаясь с ними. Например, оказалось, что маломощные интрузии круглогорского типа, находящиеся на периферии рудоносных интрузий, смыкаются с ними и являются их апофизами. То есть, являются ранней фазой рудоносных интрузий [4].

Целью наших исследований было изучение разрезов восточного фланга Талнахской интрузии для того, чтобы выяснить, могли ли эти разрезы сформироваться путём фракционной кристаллизации

одного магматического расплава или в их формировании принимали участие несколько порций магмы. Для этого изучались вариации состава минералов по разрезу. В данном сообщении мы представляем результаты изучения оксидных минералов в разрезе Талнахской интрузии по скважине СФ-7, которое позволило сделать оценку фугитивности кислорода при кристаллизации пород на разных уровнях разреза.

Разрез Талнахской интрузии по скважине СФ-7 состоит из следующих слоёв, снизу-вверх: контактовых габбродолеритов (1282,0-1281,6 м), безоливиновых (1281,6-1279,0 м), оливинсодержащих (1279,0-1272,7 м), такситовых габбродолеритов (1272,7-1265,0 м), лейкогаббро (1265,0-1225,7 м), снова безоливиновых габбродолеритов (1225,7-1222,5 м) и верхних контактовых долеритов (1222,5-1221,2 м). Слой лейкогаббро разделён прослоем более мелкозернистых призматически-зернистых оливинсодержащих габбродолеритов (1249,4-1241,4 м) и прослоем или силлом долерита (1233,2-1230,9 м), выше которого лейкогаббро подверглись скарнированию и формированию наложенной сульфидной минерализации. Такое чередование пород может свидетельствовать о многократном внедрении магмы. Но поскольку зон закалки между слоями нет, а смена пород может быть результатом кристаллизационной дифференциации, однозначного вывода о наличии отдельных порций и их количестве на основании визуального изучения керна сделать нельзя.

Можно предположить, что разрез сформирован, по меньшей мере, двумя различными порциями базитового расплава. Одна соответствует нижней части разреза (1282,0-1265,0 м) и состоит из такситовых, оливинсодержащих, безоливиновых и контактовых габбродолеритов. По внешнему облику пород и преобладанию пирротина в ассоциации сульфидов эти породы похожи на классические породы рудоносных интрузий норильского типа, если не принимать во внимание отсутствие слоя пикритовых габбродолеритов. Другая порция магмы, представленная лейкогаббро с преимущественно халькопиритовой минерализацией, формирует верхнюю часть разреза (1265,0-1225,7 м) и может относится к круглогорскому типу.

Титаномагнетиты встречаются во всех породах разреза и образуют скелетные кристаллы октаэдрического габитуса и зерна неправильной формы. Для них характерны структуры распада твердого раствора в виде пластинок и округлых зерен ильменита в титаномагнетите (рис.1). Это свидетельствует о том, что сосуществующие ильменит и титаномагнетит находились в равновесии. Изучение структур распада и определение состава фаз проводилось в ИГМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 с энергодисперсионным (EDS) и волнодисперсионным (WDS) спектрометрами и на микроанализаторе Camebax micro. Поскольку составы сосуществующих магнетита и ильменита можно использовать в качестве геологических термометров и оксибарометров, были сделаны оценки температуры и летучести кислорода при кристаллизации пород из разных частей разреза (таблица). Для этого использовался геотермометр, основанный на термодинамических свойствах конечных членов растворов магнетит-ульвошпинель и гематит-ильменит с учетом влияния магнитного упорядочивания [5]. Сделанные оценки соответствуют моменту завершения реакции обмена компонентами между сосуществующими магнетитом и ильменитом в субсолидусных условиях.

Расчеты показали, что для пород нижней части разреза (такситовых, оливинсодержащих и безоливиновых габбродолеритов) закалка происходила при температуре 600-750°С и фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM (рис. 2). Несколько магнетит-ильменитовых пар в такситовых габбродолеритах показали более низкие температуры субсолидусного распада, что, вероятно, связано с «мозаичным» равновесием в такситовых породах, но летучесть кислорода в них также соответствует буферу QFM, или более низкая. Для слоя лейкогаббро, и прослоев мелкозернистых пород внутри него фугитивность кислорода оказалась на 1-3 логарифмические единицы выше буфера QFM при более низких температурах закалки. Для пород верхнего эндоконтакта, долеритов и безоливиновых габбродолеритов, условия оказались такими же, как для пород нижней части разреза (рис. 2).

Таким образом, на основе оценки окислительно-восстановительных условий кристаллизации мы можем выделить две порции в разрезе Талнахской интрузии. Одна порция сформировала среднюю часть разреза. Она состоит в основном из лейкогаббро, демонстрирует повышенную фугитивность кислорода и, возможно, соответствует круглогорскому типу. Вторая порция формирует нижнюю и верхнюю часть разреза, которые представлены такситовыми, оливинсодержащими и безоливиновыми габбродолеритами предположительно норильского типа. Кристаллизация этой порции происходила при более низкой фугитивности кислорода, а температуры закрытия системы была выше, чем для первой порции.



Рис. 1. Титаномагнетиты со структурами распада в призматическизернистом (слева, обр. СФ-7/1248,5) и такситовом (справа, обр. СФ-7/1268,9) габбродолерите. Изображения в обратнорассеянных электронах

Таблица

Глубина,	Название породы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$Cr_2O_3$	FeO	MnO	MgO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	T, ℃	LogfO <sub>2</sub>
М	_									-
1224,2	долерит	8,52	0,84	0,04	83,29	0,52	0,03	0,67	569,5	-21,8
		50,04		0,03	46,65	2,26	0,10	0,03		
1224,9	безоливиновый габб-	9,63	1,16	0,04	81,94	0,38	0,01	1,13	702,5	-16,7
	родолерит	48,67		0,01	48,78	0,74	0,67	0,14		
1241,4	лейкогаббро	2,15	0,60	0,06	90,00	0,12	0,37	0,73	468	-21,6
	-	45,48		0,21	50,34	1,59	0,19	0,26		
1243,0	оливинсодержащий	1,38	0,65	0,03	90,49	0,05	0,34	1,00	418	-25,5
	габбродолерит	49,29		0,01	47,47	1,69	0,47	0,36		
1244,9	оливинсодержащий	6,73	1,28	0,05	83,55	0,45	0,03	1,64	529	-23,3
	габбродолерит	50,39			47,54	1,16	0,15	0,06		
1248,5	призматическизер-	1,72	0,58	0,06	90,12	0,12	0,05	0,85	502	-20,8
	нистый габбродолерит	46,87			50,44	0,97	0,66	0,234		
1251,2	лейкогаббро	2,76	1,45	0,04	87,67	0,26	0,26	1,25	400	-29
	_	49,67	0,10	1,89	44,98	2,20	0,09	0,29		
1273,9	такситовый габбродо-	7,92	2,27	0,05	81,71	0,84		1,66	606,5	-20,2
	лерит	50,51		0,02	46,95	0,58	1,45	0,07		
1276,5	оливинсодержащий	9,3	1,72	1,02	78,81	1,78		1,90	667	-18,2
	габбродолерит	49,41		0,10	48,12	1,34	0,19	0,18		
1279,5	оливинсодержащий	6,54	2,75	0,04	83,56	0,34	0,04	0,94	613	-19,4
	габбродолерит	49,82	0,02	0,02	47,32	0,85	1,35			
1281,6	безоливиновый габб-	7,13	0,75	0,49	82,24	1,26		3,42	612	-19,6
	родолерит	49.38		0.05	48.70	0.48	0.30	0.33		

Представительные составы сосуществующих титаномагнетита и ильменита в породах из скв. СФ-7 в мас.% и рассчитанные по ним параметры закрытия системы



Рис. 2. Диаграмма -log fO2 – Т°С для пород скважины СФ7.

Условные обозначения: 1 – породы нижней части разреза (такситовые, оливинсодержащие и безоливиновые габбродолериты), 2 – безоливиновые габбродолериты кровли, 3 – лейкогаббро с прослоями призматическизернистых и оливинсодержащих габбродолеритов. Мt-Hm – буфер магнетит+гематит, QFM – буфер кварц+фаялит+магнетит

Сделанные нами оценки фугитивности кислорода показали, что для пород центральной и краевых частей разреза Талнахской интрузии характерны разные физико-химические условия кристаллизации. Следовательно, они могли формироваться из разных порций магмы. Кроме того, наши исследования продемонстрировали, что такой подход можно использовать в дальнейшем для распознавания фаз внедрения в отсутствие зон закалки и других очевидных признаков контакта между интрузивными фазами.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проекты 0330-2016-0001 и 0330-2016-0003, и при поддержке РФФИ, грант 16-05-01042

1. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19-27.

2. Naldrett A. J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin, Heidelberg: Springer. 2004. 727 p.

3. Krivolutskaya N., Sobolev A., Snisar S., Gongalskiy B., Kuzmin D., Hauff F., Tushentsova I., Svirskaya N., Kononkova N., Schlychkova T. Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt-Cu-Ni sulfide deposit, Noril'sk Region, Russia // Mineralium Deposita. 2012. V. 47. P. 69-88.

4. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.

5. Ghiorso M. S. Thermodynamic analysis of the effect of magnetic ordering on miscibility gaps in the FeTi cubic and rhombohedral oxide minerals and the FeTi oxide geothermometer // Phys. Chem. Minerals. 1997. V. 25. P. 28-38.

*Калугин Валерий Михайлович*, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

## Минералого-геохимические особенности даек коматиитов Кун-Маньёнского рудного поля: источники, условия и обстановка формирования (юго-восточное обрамление Сибирской платформы)

© <u>В. А. Гурьянов</u>, В. С. Приходько, Л. Л. Петухова, А. Ю. Песков Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия, guryanov\_v@mail.ru

В работе приведены результаты интерпретации петрогеохимических исследований мафит-ультрамафитов даек Кун-Маньёнского рудного поля. Геодинамические реконструкции позволили отнести эти породы к Al-деплетированному типу коматиитов, исходный расплав которых образовался в пределах незначительно обогащённой литосферной мантии. Полученные данные свидетельствуют как о коровой контаминации базитового расплава, так и о флюидонасыщенном литосферном источнике.

Ключевые слова: Пристановой коллизионный ороген, Кун-Маньёнское рудное поле, мафит-ультрамафиты, дайки коматиитов, литосферный источник, мантия.

## Mineralogical and Geochemical Features of Komatiite Dykes of the Kun-Manie Ore Field: Sources, Conditions and Settings of their Formation (Southeastern Periphery of the Siberian Platform)

#### V. A. Guryanov, V. S. Prikhodko, L. L. Petukhova, A. Yu. Peskov

Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia, guryanov\_v@mail.ru

The paper presents the results of interpretation of petrogeochemical data on mafite-ultramafite dykes of the Kun-Manie ore field. Geodynamic reconstructions made it possible to classify these rocks as Al-depleted komatiites whose initial melt was formed within the slightly enriched lithospheric mantle. The obtained data are indicative both of crustal contamination of the basite melt and the fluid-saturated lithospheric source.

Keywords: Pristanovoy collision orogeny, Kun-Manie ore field, mafites and ultramffites, komatiitic dykes, lithospheric source, mantle.

Большинство промышленных Cu-Ni с ЭПГ месторождений связано с мафит-ультрамафитовым магматизмом крупных изверженных провинций. К таким примерам можно отнести крупное по запасам Co-Cu-Ni с платиноидами руд месторождение Кун-Маньё восточной части Пристанового коллизионного орогена, который характеризуется интенсивным развитием палеопротерозойского мафитультрамафитового магматизма. Месторождение Кун-Маньё расположено в центральной части протяжённого одноимённого рудного поля. Установлено, что интрузии мафит-ультрамафитов с сульфидной Cu-Ni минерализацией, относимые к кун-маньёнскому комплексу, прослеживаются в виде разрозненных и протяженных ареалов восточнее и западнее от него по простиранию Пристановой зоны коллизии. Возраст мафит-ультрамафитов, оценённый по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов – от 1.69 до 1.76 млрд лет (ЦИИ ВСЕГЕИ).

В структуре Кун-Маньёнского рудного поля интрузии мафит-ультрамафитов представлены силлообразными телами с пологими (5-30°) углами падения мощностью от 1-5 до 70 м и субвертикальными (более 50°) дайками мощностью от 1-5 до 100 м. Если первые часто представлены серпентинизированными, оталькованными и амфиболизированными породами вплоть до сланцев, то породы даек практически не затронуты вторичными изменениями. Нами изучены петротипическая дайка Чёрный Исполин и Меридиональная дайка; проведены петрогеохимические исследования слагающих их пород. Центральная часть даек представлена плагиоклазсодержащими оливиновыми вебстеритами и оливинсодержащими плагиовебстеритами. Это массивные среднезернистые переходящие в мелкозернистые породы с панидиоморфнозернистой, участками гипидиоморфнозернистой структурой. Минеральный состав (от до, %): оливин – 5-28, гиперстен – 20-43, диопсид – 9-20, плагиоклаз № 52-70 – 3-15, красно-коричневая роговая обманка – 1-10, зеленая шпинель – 1-3. В эндоконтактовых частях дайки представлены неравномерно-мелкозернистыми до порфировидных плагиовебстеритами и вебстеритами. Содержание минералов в них варьирует в широких пределах (от до, %): оливин -0-10, редко до 30, гиперстен – 20-60, диопсид – 10-35, плагиоклаз № 51-57 – 0-20, красно-бурая роговая обманка – 1-10, флогопит – 0-10, зелёная шпинель – 1-5. Акцессорные и рудные минералы (от 1 до 10%): сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит), магнетит, ильменит, хромит и апатит.

Для вещественной характеристики пород даек Чёрный Исполин и Меридиональная отобрано 20 представительных проб. Содержание SiO<sub>2</sub> варьирует от 43.75 до 50.20%, FeO общ. = 10.18-16.16%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>= 4.79-8.67%. Концентрации MgO колеблются в пределах 16.07-26.77%, при магнезиальности =

0.64-0.81 (Mg/(Mg+Fe). Все они относятся к ряду низкощелочных пород и характеризуются низкой глинозёмистостью (*al* =0.12-0.28), низкими содержаниями TiO<sub>2</sub> (0.32-0.85%) и суммы щелочей (0.32-1.57, среднее 0.92%), существенным преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O. На тройной диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – MgO – (FeO общ.+TiO<sub>2</sub>) [4] точки составов пород попадают в поля коматиитов и коматиитовых базальтов коматиитовой серии (рис.1а).



Рис. 1. Петрохимические признаки принадлежности пород даек к коматиитовой серии:

а) диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – MgO – (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub>) в катионных процентах [4]. Т – толеитовая серия; ИЩ – известковощелочная серия; коматиитовая серия (поля коматиитовых базальтов и пикритовых коматиитов).

б) диаграмма MgO – TiO<sub>2</sub> [1].
в) диаграмма Al2O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> – CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [7, 9].

Средние отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> и CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них составляют 11.0-14.6 и 0.86-1.80 соответственно, что позволяет относить мафит-ультрамафиты даек к Аl-деплетированному (барбертоновскому) типу коматиитов [8, 9] (рис.16, в). С уменьшением магнезиальности в них растёт содержание СаО и  $Al_2O_3$ , что свидетельствует о возрастании в расплаве плагиоклазовых и клинопироксеновых фаз [1, 2]. Также показательны низкие содержания Sr и U, высокие – Ti, Th и P, характерен Ta-Nb минимум. На диаграмме порода/хондрит слабо проявлен Еu-минимум, по-видимому, являющийся отражением более поздних динамотермальных высокобарных событий. Коматииты характеризуются слабо фракционированной, близкой к хондритовой формой распределения РЗЭ [(La/Yb)<sub>N</sub>= 1.63-1.86] при незначительном обеднении тяжёлыми РЗЭ – (Gd/Yb)<sub>N</sub>=1.60-2.44, что близко барбертоновскому типу, в котором это отношение составляет 1.1 и более [5, 6]. На мультиэлементных диаграммах исследуемые породы обнаруживают сходство с коматиитами острова Горгона (Тихий океан) [5], отличаясь от них повышенными содержаниями Th, U, K, La, Ce, Nd и P. Повышенные значения La/Nb (2.7-8.1) и La/Ta (14.0-38.1) позволяют предполагать, что исходный для коматиитов расплав образовался в пределах незначительно обогащенной литосферной мантии. Насыщенность мафит-ультрамафитов высокозарядными некогерентными элементами, отрицательные аномалии в области Sr, U, Nb, Ta и небольшие максимумы Ba, Th, Ti, P могут свидетельствовать как о коровой контаминации базит-коматиитового расплава, так и о флюидообогащенном литосферном источнике [2].

По соотношению Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> – Ti/Zr [9] мафит-ультрамафиты даек Чёрный Исполин и Меридиональная соответствуют COX (рис. 2а). На диаграмме Zr/Y – Nb/Y [11] фигуративные точки составов исследуемых пород попадают преимущественно в область пород образовавшихся из магм не плюмовых источников (рис. 2б). Они размещаются в краевых частях полей нормальных базальтов COX и базальтов островных дуг, перекрывающихся полем базальтов нижней деплетированной мантии с плюмовой составляющей (НДМ). Весьма важным вопросом является геохимический тип мантии, являющейся источником магм с которым связаны коматииты – исследуемые мафит-ультрамафиты. Так из вариационных диаграмм – Ti-Zr и Y-Zr следует, что источником мог служить обогащенный тип мантии (EM). Эти результаты находят своё подтверждение и на других геохимических диаграммах (Gd/Yb)<sub>N</sub> – (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>) и (La/Sm)<sub>N</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> [11].

Однако насыщенность исследуемых пород даек высокозарядными некогерентными элементами, отрицательные аномалии в области Та, Nb, U, Zr и невысокие значения отношений несовместимых элементов Th/Ce (0.03-0.05), Th/Ta (3.5-4.4) близкие к таковым в базальтах, произведённых за счёт мантийных источников [10], могут свидетельствовать как о коровой контаминации базитового расплава, так и о флюидонасыщенном литосферном источнике.

Повышенные отношения La/Nb (1.3-3.8) и La/Ta (13.3-38.7) в породах даек позволяют предположить, что исходный для них магматический расплав образовывался в пределах незначительно обогащенной литосферной мантии [3]. Характер линии отражающей изменение концентраций РЗЭ в мафит-ультрамафитах даек (на диаграмме порода – хондрит) подобен поведению аналогичных линий для пород толеитовой и коматиит-толеитовой серий зон сжатия – базальтов островных дуг. Эта линия имеет такой же устойчивый слабовыраженный отрицательный наклон и показывает сходство пород даек с базальтами о. Медный, Мауна Лоа (Гавайские о-ва) и др., формирование которых происходило в условиях сжатия.



Рис. 2. Геотектонические диаграммы для пород дайки Чёрный Исполин.

a) Ti/Zr – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> [11].

б) Nb/Y – Zr/Y [3].

ПМ – примитивная мантия, ВДМ – верхняя деплетированная мантия, НДМ – нижняя деплетированная мантия с плюмовой составляющей, РС – рециклированный компонент, ОМ1 и ОМ2 – обогащённая мантия, ВК – верхняя кора, Вм – источник с высоким значением <sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb. Залитые кружки и квадраты – составы пород из зон эндоконтакта и центральной части дайки соответственно.

Работа выполнена в рамках госзадания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030)

1. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита / под ред. О. А. Богатикова. Л.: Наука, 1988. 192 с.

2. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

3. Condie K. C. High field strenght element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491-504.

4. Jensen L. S. A new caption plot for classifying subalcalic volcanic rocks. Ontario division of mines. MP 66. 1976. 22 p.

5. Kerr A. C., Marriner G. F., Arndt N. T. et al. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. 1996. V. 37. P. 245-260.

6. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207-218.

7. Nesbitt R. W., Sun S. S., Purvis A. S. Komatiites: geochemistry and genesis // Can. Mineral. 1979. V. 17. P. 165-186.

8. Nisbet E. G. The tectonic setting and petrogenesis of komatiites // Arndt N.T., Nisbet E.G., eds. Komatiites. London: Allen and Unwin, 1982. P. 501-520.

9. Robin-Popieul C. C. M., Arndt N. T., Chauvel C. et al. A new model for Barberton komatiites: deep critical melting with nigh melt retention // J. Petrol. 2012. V. 53, N 11. P. 2191-2229.

10. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A. D., Norri M. J., eds. Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 42. 1989. P. 313-345.

11. Wilson A. N., Versfeld J. A. The Early Archean Nondweni greenstone belt, southern Kapvaal Craton, south Africa, Part II. Characteristics of the volcanic rocks and constraints on magma genesis // Precam. Research. 1994. V. 67. P. 227-320.

*Гурьянов Валентин Алексеевич*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ФГБУН ИТИГ ДВО РАН, Хабаровск

## Геохимия и возраст базитов Ехэ-Шигнинского офиолитового массива (Восточный Саян, Россия)

© <u>Б. Б. Дамдинов<sup>1, 2</sup>,</u> С. М. Жмодик<sup>3, 4</sup>, А. Г. Миронов<sup>1</sup>, А. В. Травин<sup>3, 4, 5</sup>

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, damdinov@mail.ru

<sup>2</sup> Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия <sup>4</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

овосиоирский государственный университет, повосиоирск, Р

<sup>5</sup> Томский государственный университет, Томск, Россия

Рассмотрены результаты изучения основных пород Ехэ-Шигнинского базит-ультрабазитового массива, входящего в состав Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна. Установлено, что базиты представлены частично измененными амфиболовыми габбро и габбро-диоритами, которые слагают фрагмент тектонического покрова, надвинутый на ультрабазиты. Габброиды имеют геохимические особенности задуговых надсубдукционных базальтов. Полученный по  $^{40}$ Ar/<sup>39</sup>Ar датированию магматического амфибола возраст имеет значение 736 ± 10 млн лет и соответствует верхнему неопротерозою, что не согласуется с возрастом Дунжугурского офиолитового пояса (1,02 млрд лет) и более соответствует возрасту Шишхидского офиолитового пояса в Монголии (800 млн лет). Сходство по возрасту, геохимическим характеристикам горных пород и тектоническому положению Бельско-Дугдинского и Шишхидского офиолитовых поясов позволяет объединить их в единый пояс, который был сформирован в задуговом бассейне в возрастном диапазоне 800-600 млн лет. Таким образом, формирование Восточно-Саянского офиолитового комплекса произошло в течение длительного периода от 1020 до 600 млн лет и связано с различными стадиями развития Палеоазиатского океана.

Ключевые слова: Восточный Саян, офиолиты, Ехэ-Шигнинский массив, геохимия, возраст.

## Geochemistry and Age of Mafites from Ekhe-Shigna Ophiolitic Massif (Eastern Sayan, Russia)

B. B. Damdinov<sup>1, 2</sup>, S. M. Zhmodik<sup>3, 4</sup>, A. G. Mironov<sup>1</sup>, A. V. Travin<sup>3, 4, 5</sup>

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, damdinov@mail.ru <sup>2</sup> Buryat State University, Ulan-Ude, Russia <sup>3</sup> Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk, Russia <sup>4</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia <sup>5</sup> Tomsk State University, Tomsk, Russia

Mafic rocks of Ekhe-Shigna mafic-ultramafic massif which is a part of Belsko-Dugdinsky ophiolite belt were studied. It is determined that mafic rocks are presented by partly altered amphibole gabbro and gabbro-diorites, which compose tectonic covers pulled over ultramafites. Gabbros have geochemical features of suprasubduction mafites which suggests that Ekhe-Shigna massif ophiolites are formed in the back-arc basin spreading zone. Obtained by magmatic amphibole Ar-Ar dating age has a value of  $736 \pm 10$  Ma and corresponds to the upper Neoproterozoic. This date is not consistent with neighboring Dunzhugursky ophiolite belt age (1.02 Ga), and correspond to the age of Shishkhid ophiolite belt in Mongolia (800 Ma). The similarity of age, rock geochemical characteristics and tectonic position of Belsko-Dugdinsky and Shishkhid ophiolite belts allow to combine them into a single belt, which was formed in the back-arc basin during the age range of 800-600 Ma. Thus, our investigations allow suggesting that the south-eastern part of the Eastern Sayan ophiolite complex formation was occurred within a long period from 1.02 Ga to 600 Ma associating with different stages of Paleoasian Ocean development.

Keywords: East Sayan, ophiolites, Ekhe-Shigna massif, geochemistry, age

Офиолиты Восточного Саяна являются наиболее древними в Центрально-Азиатском складчатом поясе и имеют возраст 1020 млн лет [7]. Датировка получена по цирконам, выделенным из плагиогранитов, ассоциирующих с офиолитами Дунжугурского гипербазит-базитового массива (покрова). Офиолиты этого возраста слагают два наиболее крупных пояса юго-восточной части Восточного Саяна – Ильчирский (южный) и Боксон-Харанурский (северный). Предполагается, что офиолиты северной и южной ветвей являются продуктами развития единой Дунжугурской островной дуги, а их формирование было растянуто по времени от 1020 млн лет до 800 млн лет [2]. Кроме двух перечисленных поясов, в регионе известен Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс, расположенный в северной части изучаемой территории, в Окинской структурно-формационной зоне (центральная часть Восточного Саяна) [4]. Пояс включает серию базит-гипербазитовых тел, простирающихся в субширотном направлении от верховьев рек Бий-Хем, Каа-Хем до рек Белая и Урик, наиболее крупным из которых является Ехэ-Шигнинский базит-ультрабазитовый массив, который расположен в верховьях р. Ехэ-Шигна, в междуречье рр. Урик и Большая Белая. В плане массив образует вытянутый в западном направлении овал площадью около 5 км<sup>2</sup> (рис. 1). Наиболее распространенными разновидностями пород являются серпентиниты, серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, реже
отмечаются небольшие тела пироксенитов. На ультрабазитах в виде округлых (в плане) реликтов покровов, достигающих 1 км в поперечнике, залегают габброиды. На контакте с габброидами ультрабазиты интенсивно рассланцованы и изменены до тальк-карбонатных пород. Основные породы представлены преимущественно амфиболовыми габбро разной зернистости, вплоть до пегматоидных, габбро-диоритами и слагают пологозалегающие покровы, мощностью в первые десятки метров. Местами габброиды изменены до хлорит-цоизит-амфиболовых пород с реликтами плагиоклаза и редкими гнездами эпидота и серицита. Кроме покровных базитов, в массиве отмечаются дайки габбро-долеритов и диоритовых порфиритов, секущие основные и ультраосновные породы. Из кислых пород в массиве известны дайки диоритовых порфиритов и мелкие штокообразные тела плагиогранит-порфиров и биотитовых плагиогранитов, прорывающие базит-ультрабазиты.

Для выявления особенностей вещественного состава, возраста и геодинамической природы офиолитов проведено геохимическое и геохронологическое изучение амфиболовых габбро. По химическому составу среди габброидов различаются меланократовые габбро, лейкогаббро и габбродиориты. Все породы низкокалиевые (K<sub>2</sub>O < 0.8 мас.%) и низкотитанистые (TiO<sub>2</sub> < 1.76 мас.%). В целом, по петрохимическим характеристикам, изученные базиты весьма схожи с габброидами Шишхидского офиолитового пояса [8].

По конфигурации кривых распределения элементов-примесей и РЗЭ, габброиды соответствуют надсубдукционным базитам, причем они наиболее близки по геохимическим характеристикам к базальтам задуговых зон спрединга (рис. 2). По соотношениям таких элементов-примесей как Th, Yb, Nb, V, Ti составы изученных габброидов также соответствуют базитам надсубдукционных офиолитов, сформированных в задуговых зонах спрединга.

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование выполнялось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН методом ступенчатого прогрева мономинеральной фракции амфибола по методике, опубликованной в [5].

Для датирования выбрана проба крупнозернистого амфиболового габбро, из которой под бинокуляром была выделена монофракция тёмно-зеленого амфибола, отвечающего по составу магнезиальной роговой обманке. Полученная датировка показывает значение возраста формирования роговой обманки и, соответственно, амфиболового габбро Ехэ-Шигнинского массива – 736 ± 10 млн лет назад (рис. 3).



Рис. 1. Схема геологического строения Ехэ-Шигнинского базит-гипербазитового массива (на схему вынесены контуры массива без вмещающего субстрата; составлена по материалам В.И. Серебренникова и др., 1967): 1 – аподунитовые серпентиниты; 2 – апогарцбургитовые серпентиниты; 3 – зоны оталькования; 4 – габброиды, габбро-диориты, габбро-пироксениты; 5 – дайки диоритов, габбро-диоритов; 6 – плагиограниты; 7 – геологические границы: а – явные, б – условные; 8 – высотная отметка; 9 – место отбора пробы на возраст

Полученный возраст соответствует верхнему неопротерозою. Этот возрастной период соответствует начальной стадии развития зоны задугового спрединга Шишхидской океанической островной дуги [1]. Близкий возраст 800 млн лет получен А. Б. Кузьмичевым и для офиолитов Шишхидского массива в Монголии путем U-Pb датирования цирконов из риолитов вулканогенного комплекса офиолитовой ассоциации [8]. Возраст надсубдукционных офиолитов Ехэ-Шигнинского массива соответствует возрасту Окинской аккреционной призмы, следовательно, её формирование происходило синхронно с развитием островодужной системы, продуцирующей офиолиты.



Рис. 2. Спайдер-диаграммы для базитов Ехэ-Шигнинского массива:

а – распределение элементов-примесей. Темное поле – микроэлементный состав задуговых базальтов по [9], нормировано по составу MORB [10]; б – распределение РЗЭ. Светлое поле – составы офиолитовых габбро из комплекса Семайл [3], темное поле – преддуговые базальты Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг [6], нормировано по хондриту [11]. 1 – датированная проба амфиболового габбро; 2 – амфиболовое габбро слабо измененное; 3 – измененное габбро среднезернистое с тремолитизированным амфиболом; 4 – пропилит по габбро с реликтами первичных минералов (альбит-цоизиттремолитовая порода).



Рис. 3. Результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования амфибола из габбро Ехэ-Шигнинского массива. Приведены Ca/K и возрастной спектры.

Полученные данные о геологическом положении, составе и возрасте изученных пород свидетельствуют о том, что офиолиты Бельско-Дугдинского (Ехэ-Шигнинского) пояса представляют собой северное продолжение Шишхидского офиолитового пояса и обрамляют образования Окинской аккреционной призмы. Отсюда следует, что возрастной интервал в 800-600 млн лет характеризуется развитием задугового бассейна, фрагменты коры которого фиксируются в виде Шишхидского и Бельско-Дугдинского офиолитовых поясов, которые, в результате, можно объединить в единый офиолитовый пояс. Близость возрастов офиолитов указанных поясов с образованиями Окинской аккреционной призмы подтверждает появление последней в ходе развития Шишхидского островной дуги. Таким образом, формирование офиолитового комплекса юго-восточной части Восточного Саяна происходило в течение длительного периода, с более чем 1020 млн лет до 600 млн лет, и связано с разными этапами развития Палеоазиатского океана. 1. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000. 2004. 192 с.

2. Кузьмичев А. Б., Ларионов А. Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика, 2013. Т. 54, №1. С. 45-57.

3. Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.

4. Секерин А. П., Меньшагин Ю. В., Егоров К. Н. Ехешигнинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна // Отечественная геология. 2002. № 1. С. 45-51.

5. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) / А. В. Травин [и др.] // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181-1199.

6. Ishizuka O., Tani K., Reagan M. K. Izu-Bonin-Mariana forearc crust as a modern ophiolite analogue // Elements. 2014. V.10. P. 115-120.

7. Khain E. V., Bibikova E. V., Kroner A., Zhuravlev D. Z., Sklyarov E. V., Fedotova A. A., Kravchenko-Berezhnoy I. R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 199. P. 311-325.

8. Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Liu Dunui, Wan Yusheng. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Precambrian research. 2005. V. 138. P. 125-150.

9. Metcalf R.V., Shervais J.W. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? // Wright J.E., Shervais J.W. (eds.) Ophiolites, Arcs and Batholiths: A tribute to Cliff Hopson. Geological Society of America Special Paper 438. 2008. P. 191-222.

10. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313-345.

11. Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust. Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

*Дамдинов Булат Батуевич*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ГИН СО РАН, Улан-Удэ

#### Динамическая модель структуры данных геологических исследований

# © А. А. Дорошков

ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия, rendrom@gmail.com

В статье показываются этапы разработки информационной системы. Объясняется преимущество динамической структуры данных над статической при решении задач накопления разнородной геологической информации. Описывается реализации системы с использованием метамодели и плагинов контента.

Ключевые слова: информационные технологии, геология, структура данных

## Dynamic Model of the Geological Data Structure

### A. Doroshkov

IGC SB RAS, Irkutsk, Russia, rendrom@gmail.com

The article shows the stages of information system development. It explains the benefits of the dynamic data structures over statistical for solving the problems of accumulating heterogeneous geological information. Describes the implementation of the system using a meta-model and plugins for content.

Keywords: information system, geology, data structure

В основе методологии научных исследований лежат комплексный и системный подходы, которые позволяют определить стратегию и тактику работ, а также проводить грамотную постановку задач при рассмотрении объектов исследования как целостной сложной системы, обладающей специфической внутренней организацией и причинно-следственными связями между отдельными ее элементами. В качестве инструмента системного подхода необходимо использовать динамическую модель структуры данных геологических исследований как способ отображения действительности.

Это обусловлено тем, что для проведения геологических исследований необходимо оперировать большим числом разнородных данных, а удобные системы хранения и обработки позволяют повысить эффективность выполнения работ. Предложенная ранее аппаратно-программная платформа [1] опиралась на жесткую структуру данных и была воплощена больше в виде набора методических указаний и правил при работе с различными программными продуктами их интерфейсами и форматами данных. Предлагалась работа с набором готовых сущностей между которыми были прописаны строгие связи. Эксплуатация такой системы показала её непригодность при расширении перечня решаемых задач.

Разработанная нами следующая реализация предполагает формирование собственного программного продукта, который выполняет сбор, хранение и обработку данных. Контроль за структурой данных теперь обеспечивается через модель, которая позволяет гораздо проще манипулировать свойствами сущностей. Расширяемость и гибкость системы возросла, но любые изменения требуют модификации исходного кода. Таким образом, версионность программного продукта включает в себя и изменения модели. Чтобы избежать этого, в следующей реализации было принято решение использовать динамически формируемую модель данных. Для этого была создана метамодель, которая хранит информацию о всех сущностях и их свойствах. Это значительно увеличило гибкость системы и позволило пользователям формировать собственные структуры данных. На данный момент эта версия является последней стабильной. Программный код открытый, опубликован по лицензии MIT [2]. Ссылка на репозиторий проекта (https://github.com/rendrom/geonote). Демонстрационная версия доступна по адресу (http://geonote.ru).

Текущие работы ведутся по совершенствованию метамодели. Добавляется возможность создавать наборы свойств, которые могут быть общими сразу для нескольких сущностей. Таким образом, при работе с геологической информацией можно будет создавать несколько таблиц с произвольными атрибутами, например, для записи результатов полевых работ, а все полученные после обработки проб анализы будут связаны с общей таблицей соответствующего аналитического метода. Для реализации такой функциональности разрабатывается специальный механизм по управлению контентом. В текущей версии есть зачатки этого инструмента, выражен он в возможности подключения к записям каждой сущности таблицы комментариев и изображений. По схожему принципу будет работать подключение общего набора атрибутов. Пользователь регистрирует тип контента, после чего может связать его с любой своей таблицей. Таблицы контента могут быть доступны не только для одного пользователя. По договоренности, сразу несколько исследователей могут заполнять данными общие таблицы.

Использование динамических структур при формировании обширных хранилищ геологических данных способствует упрощению систематизации накопленной информации; позволяет формировать обобщенные выборки и совмещать различные характеристика объектов. Каждый исследователь сможет воплотить для себя подходящую структуру данных, но при этом будет вносить вклад в общие таблицы характеристик.

#### Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-08843

 Дорошков А. А. Применение аппаратно-программных платформ для решения комплексных геохимических задач // Известия Сиб. отд-ния секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудн. месторожд. 2011. № 1. С. 167-171.
Rosen L. Open source licensing. Prentice Hall, 2005. Т. 692.

Дорошков Артемий Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник ИГХ СО РАН, Иркутск

# Метаморфические преобразования Fe-Cu-Ni сульфидной минерализации в мезопротерозойских метагабброидах островов Pëyэр (Берег Ингрид Кристенсен, Антарктида)

© <u>М. С. Егоров<sup>1</sup></u>, В. С. Семёнов<sup>2</sup>, Н. Л. Алексеев<sup>3</sup>, И. А. Каменев<sup>1</sup> <sup>1</sup>ПМГРЭ, Ломоносов, Санкт-Петербург, Россия, micegorov@mail.ru <sup>2</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, svs77@rambler.ru <sup>3</sup> ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

В мезопротерозойских породах габбронорит-диоритовой ассоциации, располагающихся на островах Рёуэр (Восточная Антарктида, Берег Ингрид Кристенсен), выявлена Fe-Cu-Ni малосульфидная и послойная минерализация с двумя основными парагенетическими ассоциациями минералов сульфидов. К первичной ассоциации рудных минералов относится пирротин, халькопирит и пентландит, которые, чаще всего, встречаются в виде минералов реликтов. В первичном пирротине и халькопирите встречены теллуриды ряда меренскиит, что предполагает формирование ЭПГ-минералов в процессе распада твёрдых растворов. Ко второй ассоциации рудных минералов относится предполагает формирование ЭПГ-минералов в процессе распада твёрдых растворов. Ко второй ассоциации рудных минералов относится прожилковый пирит, виоларит, симплектиты халькопирита с пиритом, а также теллуриды висмута (теллуровисмутит и цумоит), серебра (эмпрессит) и никеля (Pd-содержащий мелонит). Метаморфическое преобразование первичной, возможно магматической сульфидной минерализации в метагабброидах привело к перераспределению ЭПГ в рудные тела собственно метаморфогенно-гидротермального генезиса, представленных брекчиевыми «рудами».

Ключевые слова: Восточная Антарктида, Берег Ингрид Кристенсен, острова Рёуэр, рудная минерализация, малосульфидная минерализация, метагабброиды, минералы платиновой группы

# Metamorphic Transformation of Fe-Cu-Ni Sulfide Mineralization in the Mezoproterozoic Metagabbro on the Rauer Group Islands (Ingrid Christensen Coast, Antarctica)

<u>Egorov M. S</u>.<sup>1</sup>, Semenov V. S.<sup>2</sup>, Alexeev N. L.<sup>3</sup>, Kamenev I. A.<sup>1</sup> <sup>1</sup>Polar Marine Geological Research Expedition, Lomonosov, St. Petersburg, Russia, micegorov@mail.ru <sup>2</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St. Petersburg, Russia, svs77@rambler.ru <sup>3</sup>A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

Gabbronorite-diorite association on the Rauer Group Islands contains primary igneous Fe-Cu-Ni sulfide mineralization. This involves mainly pyrrhotite with subordinate chalcopyrite and pentlandite occurring as relict minerals. Pt-bearing merenskyite is an only PGE-bearing mineral. During metamorphism of the rocks the primary sulfides were redistributed and replaced by secondary metamorphic phases involving string-like pyrite and violarite, pyrite-chalcopyrite symplectites and crystallization tellurides of bismuth (tellurobismuthite and tsumoite), silver (empresite) and nickel (Pd-bearing melonite). Deformation and metamorphism have led to redistribution of PGE-bearing mineralization in form of breccia ore bodies.

Keywords: East Antarctica, Ingrid Christensen Coast, Rauer Group Islands, ore mineralization, low-sulfide mineralization, metagabbro, PGE minerals

В строении комплекса островов Рёуэр преобладают метаморфизованные в гранулитовой фации ортогнейсы различного состава, формирующие домены архейского (3200–2550 млн лет) и мезонеопротерозойского (около 1000 млн лет) возраста [4]. В подчинённом количестве отмечаются разрозненные фрагменты супракрустальных пород – серии Мазе (около 2500 млн лет [1, 2]) и Филла (1342±19 млн лет [1, 2]) – протолит которых, вероятно, формировался за счёт архейских ортогнейсов [1, 2]. Рубежу мезо- – неопротерозой соответствует основной эпизод интрузивной активности региона с внедрением многочисленных интрузий, объединяющихся в диорит-гранодиоритплагиогранитную (1143±19–1156±21 млн лет [2]) и габбронорит-диоритовую ассоциации (минимальный возраст внедрения 954±13 млн лет [2]). Все эти породы испытали метаморфизм в условиях гранулитовой фации повышенных давлений, пик которого (1077–960 млн лет [2]) достигался, возможно, синхронно с внедрением интрузий габброноритов.

Габбронорит-диоритовая (рис. 1) ассоциация (метагабброиды) объединяет разнообразные породы: от метапироксенитов и меланократовых метагабброноритов до лейкократовых разновидностей и двупироксеновых метадиоритов. В этих породах отмечались следующие типы Fe-Cu-Ni сульфидной минерализации: *малосульфидная*, концентрирующаяся в мелких нодулях; *послойная сульфидная минерализация* с вкрапленной и густо-вкрапленной текстурой; *брекчиевая* (брекчиевые «руды») и массивная в замках сжатых и изоклинальных складок. Минералы сульфидов можно разделить на две основные парагенетические ассоциации. **І. Первичная Fe-Cu-Ni-сульфидная ассоциация рудных минералов** типична для метагабброидов и характеризуется преобладанием пирротина с подчинённым содержанием халькопирита и пентландита, которые, чаще всего, встречаются в виде реликтов.



Рис. 1. Схема геологического строения о-вов Рёуэр

1 – нерасчленённый докембрий; 2 –протерозойские породы; 3–4 – мезопротерозойская габбронорит-диоритовая ассоциация, крупные тела (3) и ареалы распространения малых тел (4); 5–6 – супракрустальные породы серии Филла (5) и Мазе (6); 7 – архейские ортогнейсы; 8 – разрывные нарушения; 9 – ледники; 10 – море; 11–13 – Fe-Cu-Ni сульфидная минерализация, малосульфидная (11), послойная (12), брекчиевые «руды» (13)

<u>Пирротин</u> (Ро) представлен, преимущественно, моноклинной разновидностью и повсеместно замещается тонкозернистым пиритом (Ру), марказитом (?) и гематитом (Hem) (рис. 2 *b*, *c*). В отдельных реликтах он образует срастания промежуточной «гексагональной» (Po<sup>H</sup>, Fe 47,2-47,7 ат.%, Рис. 3*a*) и моноклинной (Po<sup>M</sup>, Fe < 46,8 ат.%) модификаций с пламеневидной микроструктурой (рис. 2 *a*), а в пойкилитовых включениях в минералах силикатов – гомогенным «гексагональным» пирротином. В нём часто встречаются мелкие ламели виоларитизированного пентландита.

Подавляющая часть <u>первичного пентландита</u>, часто в ассоциации с <u>халькопиритом</u>, формирует агрегаты, представленные мелкими зёрнами, которые замещаются виоларитом (vPn-Viol), часто, с формированием псевдоморфоз (рис. 2 *b*).

Суммарно на реликтовый пирротин с замещающими его минералами приходится 60–90 % суммы сульфидов, а на долю халькопирита, агрегатного пентландита и замещающих его минералов – 2–30 % суммы сульфидов.

Эволюция химического состава пирротина (рис. 3 *a*) связана со снижением содержания Fe и увеличения содержания S по направлению от «гексагонального» пирротина к «низкожелезитой» моноклинной разновидности в брекчиевых «рудах» (Fe < 46 ат.%) и сульфидах в замках складок. Фигуративные точки, отвечающие химическим составам пентландита (реликтового) в системе Fe–Ni (рис. 3 *b*), создают обособленную группу и близки к теоретическому составу этого минерала. Состав пентландита и продуктов его замещения меняется в сторону увеличения содержания Ni. При этом нижняя, наиболее обогащенная Ni часть этого тренда соответствует виоларитовым по составу псевдоморфозам и новообразованному прожилковому виолариту, заполняющего полости и трещины в пирротиновых агрегатах.



Рис. 2. Характерные формы рудных минералов. a – срастания «гексагонального» и моноклинного пирротина (в отражённом свете, без анализатора, в иммерсионном масле); b–f – фото в отражённых электронах; b–c – меренскиит в реликтовом пирротине (b) и на его границе с халькопиритом (c); d – теллуровисмутит и цумоит; e – мелонит в халькопирите, ассоциирующимся с симплектитами Ср+Ру; f – мелонит в гётит-гематитовых прожилках. Обозначения минералов, как в тексте

<u>Минералы элементов платиновой группы</u> (табл. 1) – теллуриды ряда меренскиит (Mer), зафиксированы в реликтовом пирротине, замещённом поздним пиритом (рис. 2 *b*), в халькопирите (рис. 2 *c*), что предполагает формирование ЭПГ-минералов в процессе распада твёрдых растворов.

**II. К метаморфогенно-гидротермальной ассоциации** рудных минералов относится прожилковый пирит с ксеноморфной, аллотриоморфной и гипидиоморфной структурой, ассоциирующие с ними симплектиты и симплектитоподобные срастания халькопирита с пиритом (Cp+Py), а также прожилковый виоларит. Все они не только корродируют первичные сульфидные минералы и включают в себя их фрагменты, но и пересекают сульфидные агрегаты с вторичными минералами, замещающими реликтовый пирротин и пентландит.

К этой же ассоциации можно отнести теллуриды висмута, серебра и никеля (табл. 1). Теллуровисмутит (Teb), в отдельных случаях в срастании с цумоитом (Tsu) (рис. 2 d), ассоциируют с халькопиритом, либо с моноклинным пирротином в брекчиевых «рудах». Теллурид никеля представлен Pdмелонитом (Mel). В послойной сульфидной минерализации Pd-мелонит встречен в виде включения в халькопирите в ассоциации с Cp+Py (рис. 2 e). Чаще Pd-мелонит встречается в брекчиевых «рудах», где он содержится в наиболее поздних гётит-гематитовых (Hem+Gts) прожилках (рис. 2 f), которые совместно с кварцем пересекают все разновидности установленных рудных минералов, т. е. относятся к завершающей стадии метаморфического преобразования. В этих же прожилках встречен теллурид серебра, представленный эмпресситом.

Таким образом, в метагабброидах выявлены две ассоциации Fe-Cu-Ni сульфидных минералов. **Первичная ассоциация характерна** для *малосульфидной* и *послойной сульфидной минерализации* с вкрапленной и густо-вкрапленной текстурой. **Метаморфогенно-гидротермальная ассоциация** связывается с метаморфическими преобразованиями метагабброидов, приведшие к перекристаллизации и частичной ремобилизации сульфидов ранней ассоциации с формированием *брекчиевых собственно метаморфогенно-гидротермальных «руд»* и с перераспределением сульфидов в замки сжатых и изоклинальных складок, которые могли играть роль структурных ловушек. Метаморфическое преобразование первичной, возможно магматической, сульфидной минерализации в метагабброидах привело к перераспределению ЭПГ в рудные тела метаморфогенно-гидротермального генезиса. Выявление стадийности таких преобразований важно для понимания процессов рудоотложения, связанных с древними мафит-ультрамафическими комплексами.



Рис. 3. Химический состав пирротина (*a*), пентландита и продуктов его замещения (*b*). *1* – «гексагональный» пирротин; 2 – моноклинный пирротин; *3* – то же, перераспределённый в брекчиевых «рудах» и замках складок; *4* – пентландит; *5* – виоларит-пентландитовые и виоларитовые псевдоморфозы, центр зерна (a) и его кайма (b); *6* – прожилковый виоларит и виоларитизированный пентландит в брекчиевых «рудах»; 7–8 – тренды эволюции пирротина (7) и пентландита (8)

# Таблица 1

### Представительные результаты анализа химического состава теллуридов

Минерал	Te	Bi	Ni	Se	Fe	Pd	Pt	Ag	Cu	Формула минерала
Теллуро-	38.41	61.59	-	Ι		I	I	I	-	Bi0.99Te1.01
висмутит	41.53	58.47	Ι	_		-		Ι	Ι	Bi0.92Te1.08
Цумоит	22.59	72.14	-	5.27	-	-	-	-	-	$(Bi_{1.50}Se_{0.57})Te_{2.93}$
Мелонит	72.93	-	12.87	-	9.66	4.54	-	-	-	$(Ni_{0.65}Fe_{0.52}Pd_{0.13})_{1.30}Te_{1.70}$
	77.46	-	10.91	-	2.29	9.34	-	-	-	$(Ni_{0.60}Fe_{0.13}Pd_{0.29})_{1.02}Te_{1.98}$
	79.52	-	15.74	-	-	4.74	-	-	-	$(Ni_{0.86}Pd_{0.14})_{1.00}Te_{2.00}$
	80.79	-	14.61	-	0.45	4.15	-	-	-	$(Ni_{0.80}Fe_{0.03}Pd_{0.13})_{0.96}Te_{2.04}$
Меренскиит	73.89	-	2.24	-	1.97	15.65	6.24	-	-	$(Ni_{0.14}Fe_{0.13}Pd_{0.53}Pt_{0.12})_{0.91}Te_{2.09}$
	73.70	-	4.88	-	1.53	12.24	7.66	-	-	(Ni0.30Fe0.10Pd0.41Pt0.14)0.94Te2.06
Эмпрессит	55.00	-	-	-	-	-	-	40.63	4.37	$(Ag_{0.86}Cu_{0.16})_{1.02}Te_{0.98}$

Анализы выполнены с нормировкой на 100 % во ВСЕГЕИ на микроанализаторе CamScan MV2300, оборудованном аналитической приставкой Link Pentafet, аналитик Е. Л. Грузова

1. Новые Sm-Nd И U-Pb (циркон) исследования осадочных пород района Горы Принс-Чарльз – залив Прюдс (Восточная Антарктида): значение для корреляции геологических процессов / Н. Л. Алексеев [и др.] // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: материалы VI Рос. конф. (2-5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАНс). СПб.: Sprinter, 2015. С. 23-25.

2. Тектоно-термальная эволюция метаморфического комплекса островов Реуер (Восточная Антарктида) в позднем докембрии – раннем палеозое / Н. Л. Алексеев [и др.] // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ: материалы XLVIII совещания. М.: ГЕОС, 2016. С. 6-10.

3. Kinny P. D., Black L. P., Sheraton J. W. Zircon ages and the distribution of Archaean and Proterozoic rocks in the Rauer Islands // Antarctic Science. 1993. V. 5. P. 193-206.

Егоров Михаил Сергеевич, геолог Полярной морской геолого-разведочной экспедиции, г. Ломоносов, Санкт-Петербург

### Малосульфидная минерализации в норитах «Ринг», оазис Вестфолль, Антарктида

© <u>М. С. Егоров</u><sup>1</sup>, В. С. Семёнов<sup>2</sup>, О. А. Яковлева <sup>1</sup>ПМГРЭ, Ломоносов, Санкт-Петербург, Россия, micegorov@mail.ru <sup>2</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, svs77@rambler.ru

Палеопротерозойские нориты «Ринг», формирующие серию дайкообразных тел, располагаются в северной части оазиса Вестфолль (Восточная Антарктида). Слагаются они доминирующими кумулятивными норитами, реже габбро-норитами, которые различаются по текстурным признакам. Fe-Ni-Cu малосульфидная минерализация, заполняющая интеркумулусное пространство, встречена в пятнистых норитах с гломеропорфировыми агрегатами (1-2 см), представленных скоплением гранофировых срастаний кварц-ортоклаз-плагиоклазового состава. Наибольшая концентрация малосульфидной минерализации фиксируется на контакте с вмещающими породами в «комковатых» норитах, приобретающих специфический облик за счёт неравномерного выветривания сульфидов в гнездовых скоплениях (до 30×50 см). При охлаждении твёрдых растворов, выделившихся из расплава, происходили твердофазные процессы, приведшие к формированию разных минералов сульфидов и формированию минералов платиновой группы. Среди последних нами обнаружены майченерит, меренскиит, соболевскит, в том числе с примесью (?) сурьмы и теллура, а также садбериит с примесью (?) висмута и теллура.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, оазис Вестфолль, малосульфидная минерализация, минералы платиновой группы

#### Low-sulfide Mineralization in the Ring Norites, Vestfold Hills, East Antarctica

<u>*M. S. Egorov*<sup>1</sup>, V. S. Semenov<sup>2</sup>, O. A. Yakovleva <sup>1</sup>Polar Marine Geological Research Expedition, Lomonosov, Saint-Petersburg, Russia, micegorov@mail.ru</u> <sup>2</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Saint-Petersburg, Russia, svs77@rambler.ru

Ring Layered Norites located at northern part of the Vestfold Hills (East Antarctica, Princess Elizabeth Land) and show mainly cumulative textures and may be subdivided on three textural types. The Homogeneous norites are middle to fine grained lithologies. The Molted norites are distinguished by occurrence of isometric star-like aggregates (1-2 cm) composed of quartz-orthoclaseplagioclase granophyres. The Rubbly norites are characterized mainly by presence of 30×50 cm globules of Fe-Ni-Cu sulfides. At the stage of melt crystallization the magma chamber was injected by acid melt resulted in crystallization of granophyres consisting of sodic plagioclase, orthoclase and quartz. As the Norite parental magma cooled, the mss u iss solid solutions containing admixture of PGE were exsolved to form association and PGE minerals such as native Pt [7], michenerite [7, 1], merenskyite [1], sobolevskite, Sband Sb-Te - bearing sobolevskite, Bi-Te-bearing sadburyite.

Keywords: East Antarctica, Vestfold Hills, low-sulfide mineralization, metagabbro, PGE minerals.

В Антарктиде известны немногочисленные расслоенные интрузии основного-ультраосновного состава с потенциалом элементов платиновой группы (ЭПГ). К таким интрузиям наряду с расслоенными массивами Ютпостейн, Мурен (Земля Королевы Мод), Дюфек (Горы Пенсакола) можно отнести комплекс норитов «Ринг» в северной части оазиса Вестфолль, расположенного в Восточной Антарктиде. Вестфолльский блок сложен архейскими и палеопротерозойскими метаморфическими и первично магматическими образованиями, сформированными в пределах временного отрезка 2526-2450 млн лет [3, 4, 8]. Эти образования пересекаются многочисленными роями даек базитов, внедрившимися в интервале времени 2240-1241 млн лет [5].

Нориты «Ринг» (2240±4 млн лет, [7]) формируют серию дайкообразных тел и прослеживаются на протяжении не менее 12 километров. Ширина их выхода варьирует от 40 до 480 м. Контакты норитов с вмещающими породами интрузивные, шириной 3-6 м, со следами контаминации и имеют преимущественно субвертикальное залегание, реже крутопадающее – 70° в направлении осевой части тел норитов. Среди пород интрузии «Ринг», выделяются ортопироксеновые и ортопироксенплагиоклазовые (±оливин) кумулаты, где минералы интеркумулуса представлены моноклинным пироксеном и плагиоклазом, по составу отвечающего андезину [1, 7], реже встречаются двупироксенплагиоклазовые кумулаты – кумулятивные габбро-нориты [1]. Формирование «более кислого» плагиоклаза (An<sub>33</sub> [1]) связывается с кристаллизацией гранофиров кварц-ортоклаз-плагиоклазового состава, а кристаллизация гиперстена, образующего каёмки вокруг ромбических пироксенов, по химическому составу отвечающих бронзитам, свидетельствует о том, что внедрение магмы гранитного состава в магматическую камеру произошло на стадии формирования кумулятивных пород расслоенной серии интрузива. Это подтверждается и присутствием фрагментов в гранофировой массе «обломков» кумулятивных пород, отдельных минералов кумулуса и агрегатов рудных минералов. В породах интрузива, кроме того, фиксируются биотит, хлорит, реже амфибол, развивающиеся по пироксенам.

Следует отметить, что гранофиры в значительной степени повлияли и на химический состав пород. Так, в норитах «Ринг» отмечается повышенное содержание кремнезёма (SiO<sub>2</sub> до 56.72 [7]) и щелочей: Na<sub>2</sub>O до 2.25 мас.%, K<sub>2</sub>O до 1.33 мас.% [7]). При этом количество MgO варьирует в пределах 7-19 мас.% [7].

Малосульфидная минерализация фиксируется:

1. В «комковатых» норитах, формирующих пластовые рудные тела мощностью 1.0-7.0 м вдоль контактов с вмещающими породами. Специфический облик они приобретают за счёт Fe-Ni-Cuсульфидной минерализации, формирующих скопления размером от первых сантиметров до 1.5×3.0 м. В результате их неравномерного выветривания на поверхности норитов образуются комкоподобные формы.

2. В пятнистых норитах, где она формирует нодулеподобные включения размером 5-7 мм в поперечнике. Локализуется Fe-Ni-Cu-сульфидная минерализация либо на контактах пятнистых норитов с «комковатыми», либо в центральных частях интрузии «Ринг» в виде тел с эллипсоидальной конфигурацией (от 14×65 до 16×90 м).

Модель рудообразования для интрузива Ринг впервые была предложена Seitz H.-M. & Keays R.R. [7]. Ассимиляция вмещающих пород, по их мнению, обеспечила привнос дополнительной серы, что привело к S-насыщению магмы, формированию сульфидной жидкости (ликвации) и формированию в конечном итоге «комковатых» норитов. Возможно, что S-насыщение норитов «Ринг», было спровоцировано именно смешением основной магмы с фельзитовым компонентом (сформировавший гранофировый материал). Так, например, по данным [6] такое смешение: «может настолько понизить растворимость серы в гибридном расплаве, что насыщение сульфидом может проявиться даже при смешении двух ненасыщенных магм».

Наши наблюдения позволили выявить стадийность в формировании ассоциаций рудных минералов в интрузиве.

*Ильменит*(Ilm)-*магнетитовая*(Mt) оксидная ассоциация является наиболее ранней. Минералы халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации формируют каймы вокруг ильменит-магнетитовых агрегатов.

Сульфиды *халькопирит*(Cp I)-*пентландит*(Pn)-*пирротиновой*(Po) (±пирит (Py I), кубанит(Cub)), ассоциации являются более поздними. Они фиксируют смену режимов кристаллизации (повышенная фугитивность кислорода на ранних стадиях сменилась повышенной фугитивностью серы на поздних). Присутствие Cub указывает на распад моносульфидного твёрдого раствора (mss). Подобные структуры распада с формированием Cub возможны при охлаждении mss или промежуточного твёрдого раствора (iss). Известно, что при охлаждении mss и iss, выделившихся из расплава, происходят твердофазные процессы, приводящие к изменению состава вещества mss или iss [2], причём характер твердофазного распада (разнообразие сульфидных минералов в ассоциациях) зависит от состава твёрдого раствора. В ассоциациях сульфидов интрузива Ринг преобладает пирротин (50-70 % суммы сульфидов), что предполагает распад mss, в котором Fe преобладает над Cu и Ni. Эти сульфиды в «комковатых» норитах заполняют интеркумулусное пространство, и/или, окружаются минералами кумулатов, формируя обособленные вкрапления. Фиксируются включения тонких зёрен Cp I и Po в ортопироксене. С этой же стадией связывается кристаллизация сульфоарсенидов (SA), концентрирующихся в центральных частях пирротина.

Минералы *виоларит*(Viol), *никелистый пирит* (Py II), *бравоит* (Brv) относятся к группе поздних минералов сульфидов. Так, виоларит повсеместно замещает пентландит, а пирит II (иногда с гематитом (Py II+Hem)), замещает пирротин.

ЭПГ совместно с золотом содержатся в виде компонентов твёрдого раствора в первичных сульфидах [7] и формируют самостоятельные минералы (рис. 1, табл. 1). В некоторых халькопиритах и сульфоарсенидах была определена примесь платиноидов (до 0.15 мас.% [7]). Кроме того, в халькопирите были зафиксированы мелкие включения металлической платины [7]. Палладий-висмутовые теллуриды, представленные *майченеритом* (Mich) [1, 6] и *меренскиитом* (Mer) [1], чаще всего ассоциируются с пентландитом (рис. 1, *a*, *b*), реже с халькопиритом и пирротином [6]. Среди минералов ряда PdSb-PdBi встречены *соболевскит* (Sob), в том числе с примесью (?) сурьмы и теллура, а также *садбериит* (Sad) с примесью (?) висмута и теллура. Однако не исключено, что повышенные содержания Sb, Te и Bi отмечаются за счёт микровключений одного минерала платиновой группы в другом, например, микровключения майченерита в садбериите и т.п. Зёрна соболевскита и садбериита зафиксированы в ассоциации с халькопиритом между минералами интеркумулуса (рис. 1 *c*, *f*), на границе халькопирита с пирит+гематит (Hem+Py), замещающих пирротин (рис. 1 *e*), а также среди гранофиров (рис. 1 *d*).



Рис. 1. Характерные формы минералов платиновой группы. Фото в отражённых электронах

Таким образом, при охлаждении mss и/или iss, содержащих примеси ЭПГ, твердофазные процессы минералообразования сопровождались перераспределением ЭПГ между основными рудообразующими сульфидами, а также их выделением в виде самостоятельных минералов.

С гидротермальными (или метаморфогенно-гидротермальными) процессами связана частичная перекристаллизация пирита и халькопирита с образованием симплектитовых сростков (Cp+Py) и аллотриоморфного и ксеноморфного Ру III, цементирующих раздробленные зёрна виоларитизированного пентландита. На этой же стадии формировались прожилки гётит-гидрогётита (Gth), пересекающих силикатные минералы и первичные сульфиды, а также акцессорные мелкие зёрна сфалерита (Sl) и галенита (Gn).

Исходя из выше сказанного, предлагается следующая последовательность рудообразования: оксидно-рудная (Mt, Ilm)  $\pm$  (mss или iss) $\rightarrow$  пирит $\pm$ кубанит-халькопирит-пентландит-пирротиновая (Py I, Cub, Cp I, Pn, Po (SA, Mich, Mer, Sob, Sad))  $\rightarrow$  бравоит-пирит-виоларитовая (Brv, Py II, Viol)  $\rightarrow$  гетитгематит-халькопирит-пиритовая (Gth, Hem, Cp+Py, Py III (Gn, Sl)).

Таблица 1

Минерал	мас. %						Формулы минералов	
	Fe	Ni	Zn	Te	Bi	Sb	Pd	
Майченерит	1.62	1.17	_	28.72	44.39	_	24.11	(Pd0.95Fe0.12Ni0.08)1.15Bi0.89Te0.95
	0.98	0.69	—	28.16	48.72	-	21.44	$(Pd_{0.88}Fe_{0.08}Ni_{0.05})_{1.01}Bi_{1.01}Te_{0.97}$
	3.76	-	1.21	31.39	40.41	_	23.23	$(Pd_{0.88}Fe_{0.27}Zn_{0.07})_{1.22}Bi_{0.78}Te_{0.99}$
	-	-	-	28.10	49.13	-	22.77	Pd0.96Bi1.05Te0.99
	-	-	-	32,15	43,80	-	24,05	Pd0.99Bi0.91Te1.10
	_	-	-	30,21	44,80	-	24,99	Pd1.03Bi0.94Te1.04
	_	-	-	28,79	47,36	-	23,85	Pd0.99Bi1.00Te1.00
	_	-	-	29,11	47,48	_	23,41	Pd0.98Bi1.01Te1.01
	1,12	-	-	29,69	44,93	-	24,26	$(Pd_{0.98}Fe_{0.09})_{1.07}Bi_{0.93}Te_{1.00}$
Меренскиит	1.00	-	-	47.53	26.55	-	24.92	$(Pd_{0.93}Fe_{0.07})_{1.00}(Bi_{0.51}Te_{1.42})_{2.00}$
	_	0.77	-	61.18	11.09	-	26.96	$(Pd_{0.95}Ni_{0.05})_{1.15}(Bi_{0.20}Te_{1.80})_{2.00}$
	1.34	0.74	-	56.88	14.12		26.93	$(Pd_{0.95}Fe_{0.09}Ni_{0.05})_{1.09}(Bi_{0.25}Te_{0.67})_{1.92}$
Соболевскит	-	-	-	-	43.41	13.57	43.01	Pd1.12(Sb0.31Bi0.57)0.88
	_	-	-	7.75	47.87	8.77	35.61	Pd0.96(Sb0.21Te0.17Bi0.66)1.04
	_	-	-	11.08	37.75	12.87	38.29	Pd0.98(Sb0.28Te0.24Bi0.49)1.01
	_	-	-	-	69,12	-	30,88	Pd <sub>0.93</sub> Sb <sub>1.06</sub>
Садбериит				3.23	26.64	29.55	40.57	Pd0.98(Bi0.33Te0.06Sb0.62)1.01

## Химический состав минералов платиновой группы

Анализы выполнены с нормировкой на 100 % во ВСЕГЕИ на микроанализаторе CamScan MV2300, оборудованном аналитической приставкой Link Pentafet, аналитик Е. Л. Грузова

1. Егоров М. С., Семёнов В. С., Алексеев Н. Л. Малосульфидная платинометальная минерализация в расслоенной интрузии «Ринг» (оазис Вестфолль, Антарктида) // Записки Российского минералогического общества. 2014. Ч. СХLIII, № 5. С. 32-55.

2. Синякова Е. Ф., Косяков В. И. Экспериментальное моделирование первичной, вторичной и примесной зональности медно-никелевых руд при фракционной кристаллизации Cu-Fe-Ni-S-(Pt, Pd) расплавов // Вестник Отделения наук о Земле РАН: электронный науч.-информ. журнал. 2009. № 1 (27).

3. Black L. P., Kinny P. D., Sheraton J. W., Delor C. P. Rapid production and evolution of late Archaean felsic crust in the Vestfold Block of East Antarctica // Precamb. Res. 1991. V. 50. P. 283-310.

4. Collerson K. D., Sheraton J. W., Arriens P. A. Granulite facies metamorphic conditions during the Archaean evolution and Late Proterozoic reworking of the Vestfold Block Easters Antarctica // Abstr. 6th Australian Geol. Conf., Canberra. 1983.

5. Lanyon R., Black L.P., Seitz H-M. U–Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 115. P. 184-203.

6. Li C., Naldrett A.J. Sulfide capacity of magma; a quantitative model and its application to the formation of sulfide ores at Sudbury, Ontario // Economic Geology. 1993. V. 88. P. 1253-1260.

7. Seitz H.-M., Keays R.R. Platinum group element segregation and mineralization in a noritic Ring Complex formed from Proterozoic siliceous high magnesium basalt magmas in the Vestfold Hills, Antarctica // J. Petrol. 1997. V. 38. P. 703-725.

8. Snape I. S., Harley S. L. Magmatic history and high-grade geological evolution of the Vestfold Hills, East Antarctica // Antarctic Earth Sci. Jour. 1996. V. 3. P. 23-38.

Егоров Михаил Сергеевич, геолог Полярной морской геоло-горазведочной экспедиции, г. Ломоносов, Санкт-Петербург

# Особенности вещественного состава Хутульского ультрамафит-мафитового массива (Северная Монголия)

# © <u>А. Л. Елбаев</u>, И. В. Гордиенко

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, elbaev@gin.bcsnet.ru

Проведено детальное исследование минералого-петрографического состава пород и выявлены их петро- и геохимические особенности. Установлено, что породы Хутульского массива соответствуют дунит-троктолит-габбровому формационному типу.

Ключевые слова: расслоенные массивы, ультрамафит-мафитовые комплексы, кристаллизационная дифференциация, геохимия, Центрально-Азиатский пояс.

# Special Features of the Composition of the Khutel Mafic-ultramafic Massif (North Mongolia)

<u>A. L. Elbaev</u>, I. V. Gordienko Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, elbaev@gin.bscnet.ru

Detail study of the mineralogical-petrographical composition of the rocks and of their petrochemical and geochemical characteristics has been carried out. It is found that the Khutel massif's rocks correspond to dunite-troktolite-gabbro formational type. Keywords: layered massifs, ultramafic-mafic complexes, crystallization differentiation, geochemistry, Central-Asian belt.

Объектом исследования являются породы Хутульского расслоенного массива, расположенного в междуречье Орхона и Хара-Гола. Среди интрузивных образований Северной Монголии они имеет наиболее древний венд-раннекембрийский возраст. Хутульский массив интересен как в петрологическом, так и палеогеодинамическом аспекте, так как характеризует раннюю стадию развития каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса. В данном сообщении приводятся первые результаты, полученные нами при исследовании вещественного состава пород слагающих массив.

В строении Хутульского расслоенного массива принимают участие породы ультрамафитмафитового комплекса. Ультрамафиты представлены плагиоклазсодержащими дунитами и их измененными разновидностями, мафиты – троктолитами, оливиновыми габбро, оливиновыми габброноритами, габброноритами, норитами, лейконоритами и анортозитами. По вещественному составу в интрузивном комплексе выделяются две ассоциации пород. *Первая ассоциация* представлена кумулятивными оливинсодержащими породами: плагиоклазсодержащие дуниты, троктолиты, оливиновые габбро и анортозиты. *Вторая ассоциация* слагает основной объем массива и представлена однородными мезократовыми габброидами (преимущественно оливиновыми и безоливиновыми габброноритами). Среди габброноритов встречаются небольшие горизонты норитов, редко лейконоритов и анортозитов.

На основе петрографического анализа выделено четыре типа кумулятивных парагенезисов, характеризующих порядок кристаллизации магмы: 1) оливин + хромшпинель, 2) оливин + плагиоклаз ± хромшпинель, 3) оливин + плагиоклаз + клинопироксен, 4) плагиоклаз + клинопироксен + ортопироксен ± оливин. При этом для пород *первой ассоциации* типичны оливин-плагиоклазовые и оливинплагиоклаз-клинопироксеновые кумулаты, а для второй – оливин-плагиоклаз-двупироксеновые и плагиоклаз-двупироксеновые кумулаты, иногда обогащенные магнетитом. Интеркумулусный парагенезис представлен плагиоклазом, ортопироксеном, бурым амфиболом и магнетитом. В породах *второй ассоциации* заметно увеличивается содержание интеркумулусного амфибола, что определяется, по-видимому, большой флюидонасыщенностью остаточного расплава.

Основными породообразующими минералами пород являются оливин, плагиоклаз, клино- и ортопироксен, второстепенными – амфибол, акцессорными – хромшпинель, магнетит, халькопирит, пентландит, пирротин. Исследования состава породообразующих минералов показали, что расслоенный Хутульский массив сформировался из базитового расплава (железистость оливина варьирует от 20 до 27 % Fa, основность плагиоклаза от 90 до 70 % An) при умеренных давлениях (P  $\leq$  6 кбар). На соответствующие условия указывают широко проявленные в породах вдоль границ плагиоклаза и оливина концентрически-зональные венцовые структуры, возникающие в интервале давлений от 6 до 10 кбар при температурах 900-1000°C [4]. Однако присутствие троктолитов свидетельствуют о том, что давление во время кристаллизации расплава было меньше и составляло примерно 6 кбар, так как при давлениях выше 7 кбар парагенезис OI-PI исчезает [3, 5]. К характерным особенностям химического состава пород Хутульского массива относятся низкие содержания (мас. %) TiO<sub>2</sub>=0.02-0.4, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.03-0.04 и суммы щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=0.05-1.7), а также повышенные Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14-28 (габброиды) и 2-10 (плагиодуниты и меланотроктолиты). Широкие вариации главных петрогенных элементов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO) в породах обусловлены фракционированием оливина и плагиоклаза при кристаллизации базитовой магмы в магматической камере, что наглядно иллюстрируют бинарные диаграммы (рис. 1). Небольшие отклонения от линии фракционирования наблюдаются в габброноритах и связаны с фракционированием пироксена.



Рис. 1. Диаграммы Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO и CaO-MgO для пород Хутульского массива. Химические анализы пересчитаны на «сухой» остаток

Распределения содержаний микроэлементов показывают зависимость от содержания MgO. При этом ультрабазиты по сравнению с габброидами обогащены совместимыми элементами Ni, Co и обеднены некогерентными Sr, Ba. Подобное поведение редких элементов связано с процессами дифференциации магмы.

Характерной геохимической чертой пород Хутульского массива является их обедненность редкими землями (рис. 2). При этом отмечается, что в габброидах концентрации REE немного выше, чем в ультрабазитах, а форма кривых конформна. Закономерное увеличение содержаний REE с уменьшением степени основности пород позволяет предполагать, что ультрабазиты и базиты массива являются дифференциатами единого магматического расплава.

По характеру распределения редких элементов (рис. 3) все типы пород Хутульского массива имеют одинаковую конфигурацию спектров, близкую с низкокалиевыми островодужными базальтами. Однако содержание редких элементов в изученных породах слегка понижены, относительно базальтов IAB типа.



Рис. 2. Нормированные к хондриту содержания РЗЭ в породах расслоенной серии Хутульского массива

Поле составов базальтов островных дуг по [2], состав N-MORB по [6].



Рис. 3. Распределение элементов примесей в породах Хутульского массива. Условные обозначения см. рис. 2. IAB – низкокалиевые островодужные базальты [2].

## Выводы

Петрографическая ассоциация пород и внутреннее строение Хутульского массива позволяет отнести его к дифференцированным расслоенным интрузиям дунит-троктолит-габбровой формации.

Состав породообразующих минералов свидетельствует о формировании пород Хутульского массива из базитового расплава при умеренных (около 6 кбар) давлениях.

Полученные петро- и геохимические данные свидетельствуют, что ультрамафические и мафические породы массива сформировались из единого родоначального расплава в процессе кристаллизационной дифференциации. По низким содержаниям K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub> и высоким Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, свойственным породам массива, они сопоставимы с островодужными перидотит-габбровыми массивами ЦАСП [1, 4].

#### Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 16-55-44008\_Монг\_а

1. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) / И. В. Гордиенко, Д. В. Гороховский, А. Л. Елбаев, Т. Б. Баянова // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463, №5. С. 576-580.

2. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки / А. В. Иванов, А. Б. Перепелов, С. В. Палесский, И. В. Николаева // Доклады Академии наук. 2008. Т. 420, № 1. С. 92-96.

3. Изох А. Э., Поляков Г. В., Шелепаев Р. А. Формационный анализ расслоенных ультрабазит-базитовых ассоциаций и реконструкция геодинамических условий их образования // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 5-25.

4. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования / А. Э. Изох [и др.] // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1565-1577.

5. Шарков Е. В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с. 6. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basin. Geol. Soc. Sp. Publ. № 42. Blackwell Scientific Publ. 1989. P. 313-346.

*Елбаев Алексей Леонидович*, кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник ГИН СО РАН, Улан-Удэ

# Петрологические особенности палеопротерозойских (2400 млн лет) интрузий базитов Кольской провинции Феноскандинавского щита

© <u>К. Г. Ерофеева<sup>1</sup></u>, А. В. Самсонов<sup>1</sup>, А. В. Степанова<sup>2</sup>, С. В. Егорова<sup>2</sup>, Е. В. Ковальчук<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия,

xenin.erofeeva@igem.ru

<sup>2</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

Обсуждаются вопросы происхождения палеопротерозойских (2400 млн лет [1]) высокомагнезиальных базитовых даек и силлов, расположенных в северной части Кольской провинции Фенноскандинавского щита. Такие породы ранее выделялись как коматииты [2] или пикрит-долериты [3]. Эти породы могут характеризовать базитовый расплав, содержавший интрателлурические реликты высокомагнезиального (до Fo 91) оливина. Особенности химического состава интрателлурического оливина позволяют предполагать их кристаллизацию на глубоких уровнях мощной литосферы в равновесии с коматиитовыми расплавами, возможно, родоначальными для изученных пород.

Ключевые слова: интрузии палеопротерозоя, Фенноскандинавский щит, дифференциация, пикриты, коматииты, высокомагнезиальный оливин

# Petrology of the Paleoproterozoic (2400 MA) Mafic Intrusions from the Kola Province, Fennoscandian Shield

<u>K. G. Erofeeva<sup>1</sup></u>, A. V. Samsonov<sup>1</sup>, A. V. Stepanova<sup>2</sup>, S. V. Egorova<sup>2</sup>, E. V. Kovalchuk<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, Moscow, Russia, xenin.erofeeva@igem.ru <sup>2</sup> Institute of geology Karelian research center RAS, Petrozavodsk, Russia

The origin of high magnesian Paleoproterozoic (ca. 2400 Ma [1]) mafic dykes and sills located in the northern part of the Kola province of the Fennoscandian shield will be discussed. These rocks have been considered as komatiites [2] or picrite-dolerites [3]. This high-Mg mafic rocks can be considered as fractionated mafic melts that contain high-Mg (up to Fo 91) olivine phenocrysts. The chemical composition of these phenocrysts suggests that they crystallized in deep levels of thickened continental lithosphere and were in equilibrium with komatiite melt that could be parental for studied rocks.

Keywords: Paleoproterozoic intrusions, Fennoscandian shield, differentiation, picrite, komatiite, high-Mg olivine

Обсуждаются вопросы происхождения высокомагнезиальных базитов с возрастом 2400 млн лет [1], которые выделялись как коматииты [2] или пикрит-долериты [3], в северной части Кольской провинции Фенноскандинавского щита. Отличительной особенностью изученных пород является хорошая сохранность магматических минералов, включая оливин. Это дает возможность дополнять геохимические исследования валовых составов пород детальным геохимическим изучением отдельных минеральных фаз, что широко используется для расшифровки условий зарождения, дифференциации и становления фанерозойских базальтовых и пикритовых магм (например, [4]).

Пикриты с возрастом 2400 млн лет слагают силлы и дайки, которые широко развиты в северной части Кольской провинции Фенноскандинавского щита. Вмещающими породами служат архейские ТТГ гнейсы и гранитоиды с возрастом 2.95-2.70 млрд лет [5].

Породы зон закалок и маломощные тела сложены меланократовыми OI порфиритами. Вкрапленники размером до 2 мм составляют 5 об. % породы и представлены изометричными зональными зернами оливина (Fo 91-81) и авгитом ( $X_{Mg}$  0.71-0.85). Основная масса имеет микрогаббровую структуру и сложена оливином (Fo 82-78, 10 об. %), авгитом ( $X_{Mg}$  0.66-0.72), ортопироксеном (En 56-84), плагиоклазом (An 49-61) и хромистой шпинелью (Cr# 60-71). По химическому составу OI порфириты разных тел варьируют слабо и характеризуются высокими концентрациями MgO (от 15 до 18 мас. %), Cr, Ni, низкими концентрациями HFSE и REE, обогащенными спектрами легких и слабо фракционированными спектрами тяжелых REE (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> от 2.14 до 3.02, Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> от 1.29 до 1.43) и отрицательными Nb аномалиями (Nb/Nb\* от 0.33 до 0.41).

Мощные силлы дифференцированы. Подошвы силлов сложены OI габброноритами, которые близки по составу к OI порфиритам зон закалки, но более зернистые и содержат больше оливина (Fo 87-81), составляющего до 10 об. % породы. Вверх по разрезу оливиновые габбронориты сменяются пойкилофитовыми габбро. В кровле тел обнажаются тонкозернистые долериты, состоящие из авгита (X<sub>Mg</sub> 40-80), плагиоклаза (An 59-64), ильменита и магнетита. Все породы силлов имеют единые закономерные вариации содержаний петрогенных и редких элементов. OI габбронориты в подошве силлов, по сравнению с OI порфиритами, имеют более высокие концентрации MgO (24 мас. %), Cr, Ni, низкие концентрации HFSE и REE и наименее обогащены LREE ( $La_N/Sm_N$  от 1.94 до 2.47). Габбро и долериты кровли силлов, напротив, обеднены MgO (от 6.75 до 8.21 мас. %), Cr, Ni, обогащены HFSE и LREE ( $La_N/Sm_N$  от 2.76 до 3.28) и величины Nb/Nb\*= 0.28-0.34.

Рассмотренные вариации минерального и химического состава силлов связаны, вероятно, с внутрикамерной дифференциацией исходного расплава, близкого по составу к ОІ порфиритам. Подошва силлов была обогащена кумулусной ассоциацией оливин + хромистая шпинель, в то время как в кровле силлов концентрировался остаточный базальтовый расплав. Дополнительный вклад в вариации составов, возможно, обеспечивала контаминация исходного расплава вмещающими ТТГ гнейсами, которая могла контролировать рост отношений La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> и снижение величин Nb/Nb\* в наиболее дифференцированных породах силлов.

Помимо расшифровки процесса внутрикамерной дифференциации, полученные данные позволяют подойти к вопросу о предшествовавшем этапе эволюции высокомагнезиального расплава и/или источнике его зарождения. Информацию об этом раннем этапе несут вкрапленники оливина из OI порфиритов зон закалок маломощных тел и OI габброноритов подошв мощных силлов. Эти вкрапленники имеют прямую зональность с широкими вариациями состава: от Mg# 92 в центре до Mg# 81 во внешних частях. Принимая распределение Mg и Fe в системе оливин/базальтовый расплав K<sub>D</sub><sup>Fe-Mg</sup>=0.3±0.03 [6], получаем, что из расплава, отвечавшего составу OI порфиритов, могли кристаллизоваться только внешние части вкрапленников с Fo менее 86. Более магнезиальный оливин внутренних частей вкрапленников (Mg#>86) не равновесен с валовым составом OI порфиритов и может являться реликтом интрателлурических вкрапленников, которые характеризуют более примитивный расплав, предшествующий изученным базитам.

Помимо высокой магнезиальности, интрателлурический оливин обладает геохимическими особенностями, отличающими его от краевых частей зерен и оливинов основной массы. Он содержит тонкодисперсную вкрапленность хромита, практически полностью исчезающую к краевой части зерен. Для интрателлурического оливина характерны высокие концентрации NiO (0.3-0.4 мас. %) при низких концентрациях CaO (0.1 мас. %), что указывает на его равновесие с примитивным мантийным расплавом [7]. Примитивный характер этого расплава подчеркивают также низкие концентрации Ti (20-60 ppm) в интрателлурическом оливине, которые резко контрастируют с содержаниями Ti (100-250 ppm) во внешних частях вкрапленников и в оливине основной массы Ol порфиритов и Ol габброноритов.

По большинству геохимических особенностей, включая низкие содержания Mn, Ca, обогащение Ni и высокие соотношения Ni/Co изученный интрателлурический оливин сопоставим с оливинами (рис. 1), которые кристаллизовались из внутриплитных магм пикритового состава, внедрившихся в мощную литосферу [8]. Фигуративные точки наиболее магнезиальных оливинов располагаются вблизи поля коматиитовых магм (рис. 1), что дает основание предполагать коматиитовый состав первичного для изученных пород расплава.



Рис. 1. Концентрации микропримесей и отношения микропримесных элементов в высокомагнезиальном (Fo 86-91) интрателлурическом оливине OI порфиритов и OI габброноритов. Выделенные замкнутым контурами области образованы фигуративными точками концентраций микропримесных элементов из оливинов пикритовых расплавов по [8]: MORB – оливины из базальтов срединно-океанических хребтов; WPM – оливины внутриплитных базитов: WPM-THIN – оливины из базальтов океанических островов, внедрявшихся в тонкую литосферу (мощность менее 70 км), WPM-THIK – оливины из базальтов океанических островов и крупных магматических провинций, внедрявшихся в мощную литосферу (мощность более 70 км); Komatiites – оливины из архейских и протерозойских коматиитов и пикритов. Области Peridotite и Pyroxenite отвечают источникам для пикритовых расплавов – перидотовому и пироксенитовому соответственно

Таким образом, палеопротерозойские (2400 млн лет) высокомагнезиальные базиты северной части Кольской провинции содержат интрателлурические вкрапленники оливина. Состав и геохимические особенности оливина этих вкрапленников дают основание предполагать их кристаллизацию на глубоких уровнях утолщенной континентальной литосферы, возможно, из коматиитового расплава, родоначального для изученных базитов.

#### Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 16-17-10260

1. Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B. et al. Fragments of Paleoproterozoic LIPs in Kola-Murmansk and Karelian provinces, Fennoscandia: markers for time span of Lapland-Kola Ocean // Goldschmidt 2017 Abstr. 2017. P. in press

2. Kepezhinskas P. K., Eriksen G. M., Kepezhinskas N. P. Geochemistry of ultramafic to mafic rocks in the Norwegian Lapland: inferences on mantle sources and implications for diamond exploration // Earth Science Research. 2016. V. 5, N 2. P. 148-187.

3. Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 2009. 379 с.

4. Herzberg C., O'Hara M. J. Plume-associates ultramafic magmas of Phanerozoic age // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 1857-1883.

5. Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sør-Varanger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // Norges geologiske undersokelse special publication. 1995. N 7. P. 29-47.

6. Roeder P. E., Emslie R. F. Olivine-liquid equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 29. P. 275-289.

7. Foley S. F., Prelevic D., Rehfeldt T. et al. Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 363. P. 181–191.

8. Sobolev A. V., Hofmann A. W., Kuzmin D. V. et al. The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // Science. 2007. V. 316, №5823. P. 412-417.

Ерофеева Ксения Геннадьевна, младший научный сотрудник ИГЕМ РАН, Москва

#### Кимберлиты: механизмы формирования, извержения и устойчивость алмаза

© Н. С. Жатнуев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, zhatnu@yandex.ru, zhat@gin.bscnet.ru

В процессе дегазации H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> происходит разуплотнение изначально тяжелых ультраосновных выплавок с карбонатами [5]. Это процесс способствует возникновению высокого избыточного давления (ИД). При достижении критического ИД магматический очаг прорывается. С увеличением высоты магматической колонны ИД, соответственно, растет. В кимберлитовой магматической колонне, поднимающейся из глубин более 200 км ИД поддерживается на уровне поля устойчивости алмаза. При малых высотах магматической колонны давление ниже уровня поля устойчивости алмаза.

Ключевые слова: кимберлит, избыточное давление, дегазация, магматическая колонна, алмазы.

## Kimberlites: Mechanisms of Formation and Eruption and Diamond Stability

N. S. Zhatnuev

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

In the process of  $H_2O$  and  $CO_2$  degassing initially heavy ultrabasic melts with carbonates undergo decompaction [5]. This process invokes high excessive pressure and when it is critical, the magmatic chamber erupts. With increase of the magmatic column high, the excessive pressure grows also. In the kimberlite magmatic column ascending from depth of 200 km, excessive pressure is maintained at the level of diamond stability field. At low height of the magmatic column the pressure is below the level of diamond stability field.

Keywords: kimberlite, excessive pressure, degasation, magmatic column, diamonds.

В. Т. Клиффорд, анализируя металлогению Африки, пришел к заключению, что месторождения алмазов (кимберлитовые трубки) приурочены к древним кратонам [1]. При этом неалмазоносные кимберлиты наблюдаются в более молодых областях. Считается, что глубина зарождения кимберлитовых магм не менее 150 км и глубже, вплоть до границы ядро-мантия [2]. По глобальной реконструкции для 540–300 Ма формирование Якутских кимберлитов связано с прохождением Сибирского континента над Африканским суперплюмом [3]. Современные исследования связывают формирование алмазоносных кимберлитов с взаимодействием мантийных плюмов с кратонной литосферой.

Несмотря на огромное количество работ по кимберлитовой тематике, до сих пор нет единого мнения как о механизмах формирования кимберлитовых магм, глубинах их зарождения, так и о причинах сохранности алмазов при доставке к поверхности, поскольку поле устойчивости алмаза находится при давлениях выше 40 кбар при температурах, характерных для магматических процессов.

По данным Дж.К. Расселла с соавторами [5], кимберлиты обычно содержат более 25 об.% твердого мантийного материала, что означает, что исходная магма была очень плотной. Исследования показывают, что родительские магмы кимберлитов образуются на глубинах более 200 км и быстро транспортируются к поверхности. Почти все модели кимберлитов ссылаются на присутствие летучей фазы (CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O), уменьшающей плотность магмы, однако причина и характер подъема остаются неясными.

Автором поддерживается модель формирования кимберлитовых расплавов путем метасоматоза и плавления мантии, но за счет флюидных плюмов, происхождение которых описано в работе [6]. Мантийные флюиды окисляются по мере подъема до H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> и формируют локализованные очаги магмы сравнительно низкой плотности и небольшого объема, которые по достижению критической высоты (давления) прорываются через кратонную литосферу вверх. В процессе подъема резко возрастает избыточное относительно литостатического давление, что способствует ускорению движения при сохранении давления на уровне поля устойчивости алмаза. Механизм возрастания избыточного давления был опубликован в работах [4, 7]. Была предложена модель миграции трещин, заполненных флюидом, в пластичной твердой среде путем гидроразрыва за счет избыточного давления, возникающего вследствие разности плотностей флюида и породы [8]. По аналогии с этой работой автором оценивается возможность подъема магм различной плотности из мантии с разной глубины. На рис. 1 схематически представлен механизм возникновения избыточного давления (ИД) в магматической колонне при разных глубинах заложения очага.

На фрагменте а) показана диаграмма глубина – давление, показывающая возникновение ИД в протяженных магматических колоннах. Цифры в кружочках 1-3 – графики величин ИД, возникающего в магматических системах, имеющих глубины  $H_1-H_3$ ;  $P_1-P_3$  – величина ИД при прорыве магматической колонны на поверхность;  $P_{3a}-P_{3c}$  – ИД на разных стадиях прорыва очага **3** к поверхности. Длина отрезков  $\Delta P_{H0}$  –  $\Delta P_{H2}$  показывает величину ИД на данном уровне глубины. Фрагмент **б**) представляет схематическое изображение разноглубинных магматических очагов. 1-3 – магматические очаги, возникшие на глубинах  $H_1 - H_3$ ; 3a-3c – стадии прорыва к поверхности очага с глубины  $H_3$ . в) графики ИД, возникающие в магматических колоннах. Длина отрезков  $\Delta P_{H0} - \Delta P_{H3}$  показывает величину ИД на соответствующих глубинах.



Рис. 1. Схематическая диаграмма возникновения ИД при разных глубинах магматического очага

Исходя из представленной схематической модели по методике [4], были проведены расчеты ИД для различных глубин кимберлитовых очагов и для различной плотности магмы. Для расчетов плотность магмы мы взяли равной  $\rho_{nop}$ \*0,85, где 0,85 – приблизительное соотношение между плотностью расплава и кристаллической породы, получаемое для большинства пород экспериментально [9]. Поскольку флюидонасыщенная магма по мере подъема испытывает декомпрессию и разуплотнение, то плотность магмы на поверхности в первом случае мы приравняли плотности базальтового расплава 2,5 г/см<sup>3</sup> (при 0,1 МПа) [10], во втором – 2,0 г/см<sup>3</sup>, что принято из соображения о снижении плотности расплава при декомпрессии с отделением флюида и сохранением в виде пузырьков в относительно вязкой магме [11]. Промежуточные значения плотности магмы от уровня очага до поверхности были получены путем линейной интерполяции.

Результаты расчетов представлены на рисунках 2-I и 2-II. Рисунок 2I представляет графики давлений в магматической колонне с глубиной подошвы 200, 400 и 660 км (граница нижней мантии), при стартовой плотности магмы в очаге, равной 2,86; 3,05 и 3,26 г/см<sup>3</sup>. Конечная плотность магмы вблизи поверхности принята 2,5 г/см<sup>3</sup>.

Как показали расчеты, при глубине подошвы магматического очага 200 км (график 1), величина давления магмы у поверхности составляет 1,02 ГПа. Соответственно для глубин 400 и 660 км эти давления составляют 2,18 и 3,82 ГПа (графики 2 и 3). Эти значения равны избыточному давлению магмы на этом уровне  $\Delta P_1 - \Delta P_3$ . Проекция кривой графит – алмаз [12] с фрагмента с) на график литостатического давления показывает, что алмаз может быть устойчив в мантии на глубинах более 100 км. Рассматривая устойчивость алмаза в магматических колоннах, можем видеть, что при глубине очага в 200 км равновесие графит – алмаз незначительно сдвигается в область меньших глубин (см точки на кривой 1). При увеличении глубины очага до 400 км этот сдвиг становится значительнее (точки на графике 2), а на 660 км и относительно низких температурах (600-800°С) алмаз устойчив вплоть до поверхности (точки на графике 3). На рисунке 2 – II представлены аналогичные данные, но при плотности магмы у поверхности 2,0 г/см<sup>3</sup>. Здесь мы можем видеть то же, что и на рис 2 – I, но следует отметить значительное возрастание ИД и давлений в магматических колоннах из-за уменьшения плотности расплава. Равновесие графит-алмаз в этом случае при температурах ниже 800°C смещается вплоть до земной поверхности. Но, следует предположить, что при прорыве магмы, насыщенной газами на поверхность, произойдет резкое снижение давления и вместе с тем моментальное адиабатическое снижение температуры, что не позволит алмазу превратиться в графит вследствие кинетических ограничений.



Рис. 2–І. Графики литостатического давления и давлений в магматической колонне для разноглубинных очагов с подошвой на глубинах 200 – 1, 400 – 2 и 660 км – 3 (цифры в кружочках) при конечной плотности магмы у поверхности 2,5 г/см<sup>3</sup>. Крупные точки на графике литостатического давления показывают уровень глубины от поверхности дна магматического очага. Мелкие точки на графиках соответствуют точкам на фрагменте с), где показаны Р-Т условия равновесия графит-алмаз [12]. На фрагменте b) показаны избыточные давления в магматических колоннах разной глубинности. Рис. 2–II. То же, что и на рис. 2–I, только при конечной плотности магмы у поверхности 2,0 г/см<sup>3</sup>

#### Выводы

1. Избыточное давление в глубинных мантийных магмах может быть настолько высоким, что алмаз в них может быть термодинамически устойчивым вплоть до поверхности.

2. Величина избыточного давления, обеспечивающего устойчивость алмаза, тем выше, чем глубже источник магмы и чем меньше плотность расплава, которая уменьшается в связи с процессами декомпрессии и дегазации.

3. Исходя из очень высоких избыточных давлений, можно предположить чрезвычайно высокую скорость прорыва кимберлитовой магмы из мантийного источника, которую пока не представляется возможным достоверно оценить.

1. Clifford T. N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. V. 1. P. 421-434.

2. Torsvik T. H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Ashwal L.D. Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary // Nature. 2010. V. 466. P. 352-357. doi:10.1038/nature09216.

3. Torsvik T. H., van der Voo R., Doubrovin P.V., Burke K., Steinberger B., Ashwal L.D., Trønnes R.G., Webb S.J., Bull A.L. Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth // www.pnas.org/cgi/ doi:10.1073/pnas.1318135111.

4. Жатнуев Н. С. Динамика глубинных магм // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430, № 6. С. 787–791.

5. Russell J. K., Porritt L. A., Hilchie L. Kimberlite: Rapid Ascent of Lithospherically Modified Carbonatitic Melts // Proceedings of 10th International Kimberlite Conference. V. 1. Special Issue of the Journal of the Geological Society of India. 2013. P. 195-200. doi: 10.1007/978-81-322-1170-9\_12

6. Жатнуев Н. С. Трансмантийные (интрателлурические) флюиды: новая модель плюмов и плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 8. С. 1445-1454.

7. Жатнуев Н. С. Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444, № 1. С. 50–55.

8. Жатнуев Н. С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады Академии наук. 2005. Т. 404, № 3. С. 380-384.

9. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1979. 268 с.

10. Herzberg C. T., Fyfe W. S., Carr M. J. Density constraints on the formation of the continental Moho and crust // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. V. 84. P. 1-5.

11. Шкодзинский В. С., Зольников Г. В. Декомпрессионное затвердевание кимберлитового расплава и генезис кимберлитовых диатрем и брекчий // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 12. С. 99-104.

12. Bundy F. P., Bovenkerk H. P., Strong H. V., Wentorf R. H. Jr. Diamond-graphite equilibrium line from growth and graphitization of diamond // Jour. Chem. Physics. 1961. V. 35. P. 383-391.

*Жатнуев Николай Сергеевич*, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ГИН СО РАН, Улан-Удэ

# Сульфидная и ЭПГ-минерализация малосульфидного хромититового горизонта интрузии Норильск-1

© <u>Л. М. Житова</u><sup>1, 2</sup>, В. С. Каменецкий<sup>3</sup>, Н. Д. Толстых<sup>1</sup>, М. О. Шаповалова<sup>1, 2</sup> <sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, zhitova@igm.nsc.ru <sup>3</sup> Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

В работе сообщается о составе Сг-шпинелидов и содержащихся в них включениях, а также о ЭПГ-сульфидной минерализации хромититового горизонта верхней контактовой зоны интрузии Норильск-1. Включения в шпинелидах представлены типичными минеральными ассоциациями, характерными для шпинелидов офиолитов и расслоенных интрузий. Сульфидные и ЭПГ-фазы встречены среди хромититов и во включениях Сг-шпинелей. Минералогия и текстурные взаимоотношения этих фаз сходны с ассоциациями рифа Меренского, Бушвельд.

Ключевые слова: минералы ЭПГ, твердофазные включения в хромшпинелидах, верхняя контактовая зона, хромититовый горизонт, Норильск-1.

# Sulphide and PGE-mineralization of Low-sulphide Chromitite Horizon from Norilsk-1 Intrusion

<u>L. M. Zhitova</u><sup>1, 2</sup>, V. S. Kamenetsky<sup>3</sup>, N. D. Tolstykh<sup>1</sup>, M. O. Shapovalova<sup>1, 2</sup> <sup>1</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia <sup>2</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia zhitova@igm.nsc.ru

<sup>3</sup>Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

This study reports the compositions of Cr-spinel and spinel-hosted inclusions, as well as PGE-Sulphide mineralization of chromitite horizon from the Upper contact zone of the Noril'sk-1 intrusion. It has been found that the Cr-spinel-hosted inclusions are represented by the assemblage of minerals common in Cr-spinel of ophiolites and layered intrusions. Sulfides and PGE-bearing phases occur throughout the chromitite layer and as inclusions in Cr-spinel. The mineralogy and textures are compared with those of the Merensky Reef, Bushveld.

Keywords: PGE-minerals, solid inclusions in Cr-spinel, Upper contact zone, chromitite horizon, Noril'sk-1.

Детально изучены сульфидная и ЭПГ-минерализация хромититового горизонта верхней контактовой зоны интрузии Норильск-1. Информация о Pt-малосульфидном оруденении, локализованном в хромитоносных такситовых габбро-долеритах, опубликована в работах [1-4 и др.]. Нами получены новые минералогические данные, установленные при изучении керна скважины МС-24 и образцов такситовых габбро-долеритов, отобранных с горизонтов 300 и 330 м в карьере Медвежий ручей.

Составы хромшпинелидов из пегматоидов верхнего контактового горизонта интрузии Норильск-1 были изучены методом рентгено-спектрального микроанализа на приборе JEOL JXA-8100 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

Обобщение полученных результатов позволило выделить две группы, соответствующие разным сериям изменения состава шпинелидов (рис. 1).

Группа 1 (МС-24/321,9) по составу практически аналогична ранее известным шпинелидам в интрузиях норильского типа, для которых характерно одновременное увеличение магнезиальности и хромистости. Шпинелиды группы 2 (МС-24/323,4-324,0) демонстрируют увеличение железистости с ростом хромистости. Наличие таких трендов составов шпинелидов верхней эндоконтактовой зоны может свидетельствовать о смене условий минералообразования в ходе кристаллизации верхних такситовых горизонтов.



Рис. 1. Составы хромшпинелидов в интрузиях норильского типа (1-4) и в пикритовых базальтах гудчихинской свиты (5). 1 – в пикритовых габбро-долеритах; 2 – в пегматоидах верхней контактовой зоны Норильск-1: 3 – группа 1; 4 – группа 2

#### Минералогия твердофазных включений в хромшпинелидах

Впервые нами проведено детальное прецизионное изучение наноразмерных минеральных фаз во включениях хромшпинелидов верхнего контактового Pt-малосульфидного (хромититового) горизонта интрузии Норильск-1. Обнаруженные минеральные фазы включений аналогичны изученным нами ранее фазам во включениях шпинелидов рифа Меренского Бушвельдского комплекса [5], за исключением обнаружения оливина и стекла. Во включениях из шпинелидов установлены оливин, орто- и клинопироксены, аспидолит (Na-флогопит), плагиоклаз, а также халькопирит, пентландит, пирротин, самородное золото, минералы ЭПГ. Уникальной находкой является обнаружение стекловатых включений в шпинелидах, состав стекла которых соответствует An<sub>72-62</sub> (рис. 2). Апатит, бадделиит и циркон также были диагностированы во включениях шпинелидов.



Рис. 2. Минералогия многофазных силикатных включений в хромшпинелидах верхнего эндоконтактового Pt-малосульфидного горизонта интрузии Норильск-1

Методом лазерной абляции ICP-MS впервые выполнено изотопное U/Pb датирование апатитов из срастаний с хромшпинелидами верхней контактовой зоны интрузии Норильск-1, которое составило 254±37 млн лет, что соответствует возрасту внедрения траппов в чехол Сибирской платформы. Анализы выполнены в Университете Тасмании, Хобарт, Австралия.

Сульфидная минерализация верхнего хромититового горизонта Норильск-1



Рис. 3. Сульфидные минералы в ассоциации с хромшпинелидами верхнего Pt-малосульфидного горизонта интрузии Норильск-1: а – халькопирит-пирротиновое срастание в виде каплевидного включения в шпинелиде (MC-24/323,4); б – пирротин с микроструктурой распада твердого раствора в виде ламелей пентландита в интерстициях зерен хромшпинелидов (MC-24/323,4)

Сульфидные минералы встречены в виде каплевидных включений (рис. 3а) или срастаний с силикатами в твердофазных включениях в хромшпинелидах (рис. 2), но чаще образуют скопления в интерстициях зерен шпинелидов (рис. 3б). Сульфидная минерализация в изученных образцах представлена пирит-халькопирит-петландит-пирротиновой ассоциацией, в которой преобладает пирротин. Как правило, пирротин выступает в роли матрицы, а пентландит образует в нем структуры распада твердого раствора в виде ламелей. Халькопирит в незначительном количестве ассоциирует с пирротином. Пирит встречается в виде идиоморфных кристаллов. Пирит и пентландит содержат включения хромшпинелидов (рис. 4). Сульфоарсениды (кобальтин и герсдорфит) всегда отмечаются в тесной ассоциации с холлингвортитом, который они, как правило, замещают. Кроме основных сульфидных минералов присутствуют хейкукит, сугакаит, а также твердые растворы моносульфидный (mss) и промежуточный (iss).



Рис. 4. Микропарагенезисы рудных минералов из Рt-малосульфидного хромититового горизонта интрузии Норильск I (Медвежий ручей). Включения хромшпинелидов (CrSp) в пентландите (а) и в пирите (б)

Пирротин по соотношению металлов и серы можно отнести к высокосернистой (моноклинной) разновидности, он содержит значимые примеси Ni до 1,85 мас. %, в единичных случаях Co (0,45 мас. %). Халькопирит соответствует своей стехиометрии. Пентландит в исследованных нами образцах представлен никелистой разновидностью и содержит значимые концентрации Co (0,76-2.02). Отношение (Fe+Co)/Ni в них варьирует в интервале 0,75 до 1,16, а показатель Ni/(Fe+Ni,Co) соответствует значениям 0,46-0,57. Пирит иногда содержит высокие концентрации Ni (до 5,33 мас.%) и Co (до 7,16 мас.%).

Моносульфидный и промежуточный твердые растворы содержат ЭПГ. Сульфоарсениды Fe, Ni, Co представлены твердыми растворами, которые соответствуют как кобальтину, так и герсдорфиту.

## Минералогия ЭПГ в малосульфидном горизонте интрузии Норильск-1

Ранее в малосульфидном горизонте интрузии Норильск-1 было выделено 9 минералов элементов платиновой группы (МПГ) и одна неназванная фаза Pd<sub>3</sub>As [2]. В исследованных образцах нами диагностировано 14 МПГ, среди которых Pt-Fe сплавы (изоферроплатина и железистая платина), сперрилит, куперит, платарсит и мончеит являются платиновыми, холлингвортит – родиевый, остальные (котульскит, садбериит, атокит, паоловит, палладоарсенид, майченерит, налдреттит) – палладиевые. Кроме того отмечается несколько неназванных фаз: Pd<sub>3</sub>PtSnTe PdPtAs<sub>2</sub>, Pd(As,Sb), (Pd,Rh)(As,Te,Sb,S)<sub>2</sub>, (Rh,Ru)<sub>2</sub>As<sub>5</sub>, Pd<sub>3</sub>Sb<sub>2</sub>. В ассоциации с сульфидами также встречаются соединения Au-Ag-Pd в разных соотношениях (электрум, самородное серебро). МПГ чаще всего представлены мелкими выделениями (5-10 мкм) на контакте сульфидов и силикатов и гораздо реже непосредственно в сульфидах. Зерна МПГ более крупного размера (40-60 мкм) также встречаются в ассоциации. Сульфидные минералы обнаружены в виде каплевидных включений в железистой платине (рис. 5). Состав всех проанализированных фаз МПГ показан на рисунке 6.



Рис. 5. Микропарагенезисы рудных минералов из Pt-малосульфидного хромититового горизонта интрузии Норильск I (Медвежий ручей). Каплевидные сульфидные включения в железистой платине: А – пирротин-пентландитовое и Б – пирротин-пентландитовое (Hc)



Рис. 6. Составы всех минералов ЭПГ и неназванных фаз (unnamed), обнаруженных в малосульфидном горизонте Норильск I

# Заключение

Малосульфидный хромититовый горизонт верхней контактовой зоны интрузии Норильск-1, вероятно, является своеобразным аналогом рифа Меренского Бушвельдского комплекса. Об этом свидетельствуют пегматоидное строение горизонтов, их приуроченность к верхним зонам расслоенной серии, повышенные концентрации МПГ и минералов, содержащих летучие компоненты, а также определенное сходство минералогии твердофазных включений в хромшпинелидах.

Обнаружение каплевидных сульфидных включений в хромшпинелидах и железистой платине, а также включений шпинелидов и железистой платины в сульфидах, дает основание предполагать, что во время кристаллизации шпинелидов и МПГ в минералообразующей среде существовала сульфидная жидкость (расплав), которая могла содержать фазы других минералов и захватываться в виде капель растущими кристаллами шпинелидов.

#### Авторы выражают благодарность М. П. Гора и А. Я. Шевко за помощь в работе.

Работа выполнена в Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН в рамках Государственного задания по проекту 0330-2016-0001, по проекту РФФИ № 16-05-00945, а также в Институте экспериментальной минералогии РАН (проект РНФ № 16-17-10145)

 Рябов В. В. О составе верхних контактовых зон норильских интрузий, несущих богатую хромитовую минерализцию // Петрохимия. Критерии рудоносности мгматических комплексов. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1984. С.124-142.
Малосульфидное вкрапленное оруденение в норильских дифференцированных интрузивах / С. Ф. Служеникин // Гео-

логия рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 3. С. 195-217. 3. Ryabov V. V., Shevko A. Ya., Gora M. P. Trap Magmatism and Ore Formation in the Siberian Noril'sk Region. V. 1. Trap Pe-

5. Kyabov V. V., Snevko A. Ya., Gora M. P. Trap Magmatism and Ore Formation in the Siberian Norii sk Region. V. 1. Trap Petrology. Series: Modern Approaches in Solid Earth Sciences. Springer, 2014. 390 p.

4. Sluzhenikin S. F., Mokhov A. V. Gold and silver in PGE-Cu-Ni and PGE ores o the Noril'sk deposits, Russia // Mineralium Deposita. 2015. V. 50, N 4. P. 465-492.

5. Магматогенные флюиды металлоносных рифов Бушвельдского комплекса, ЮАР: по данным изучения флюидных включений в кварце / Л. М. Житова, Дж. А. Киннэйрд, М. П. Гора, Е. П. Шевко // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 1. С. 64-89.

*Житова Людмила Михайловна*, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, научный сотрудник ИГМ СО РАН, доцент НГУ, Новосибирск

# Неравновесная магматическая петрология – новая парадигма петрологии

#### © О. К. Иванов

### Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, okivanov@gmail.com

Представления о равновесной кристаллизации магматических пород, основанные на экспериментальных диаграммах плавления-кристаллизации, не подтверждаются геологическими данными и анализами условий экспериментов. Оценка влияния условий кристаллизации по 18 параметрам (структурным, минералогическим, химическим и петрологическим), показала существенные различия между вулканическими и плутоническими породами, что свидетельствует о их неравновесной кристаллизации. Все диаграммы плавкости-кристаллизации силикатных и алюмосиликатных систем получены в резко неравновесных условиях, что ограничивает их применение в петрологии некоторыми вулканитами. Обосновывается ранжирование магматических пород по степени их неравновесной кристаллизации и формулируется закон кристаллизации природных расплавов. Делается вывод о смене равновесной парадигмы Боуэна на новую неравновесную парадигму образования магматических пород.

Ключевые слова: Равновесная кристаллизация, неравновесная кристаллизация, новая парадигма петрологии, параметры магматических пород, типы неравновесной кристаллизации, закон магматической кристаллизации.

# Nonequilibrium Magmatic Petrology – New Paradigma of Petrology

## O. K. Ivanov

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia

Disequilibrium crystallization of magmatic rocks on 17 parameters has been proved, the rock systematics on the degree of disequilibrium crystallization was suggested, limits of the experimental date usage in petrology have been estimated, a general law of disequilibrium crystallization of orthomagmas has been formulated, and the conclusion has been made that "equilibrium" theoretic or physical-chemical Bowman paradigm and its adepts should be changed into the disequilibrium petrology paradigm.

Keywords: equilibrium crystallization, disequilibrium crystallization, crystallization paradigm magmatic rock parameters, disequilibrium crystallization types, magmatic crystallization law.

Современная петрология основана на представлениях о равновесной кристаллизации магматических пород, заложенных работами Н.Л. Боуэна [1] который предполагал, что выделяющиеся кристаллы постоянно реагируют с расплавом, изменяя свой состав, находясь, таким образом, в равновесии с составом расплава. Все диаграммы кристаллизации расплавов разного состава Н.Л. Боуэн называет «Диаграммами равновесия». Идеи Боуэна стали ведущей парадигмой петрологии. Эту парадигму стали называть «теоретической петрологией» (Барт) или «физико-химической петрологией» (А. Н. Заварицкий, Оллинг, Тернер и Ферхуген, Н. Ф. Шинкарев, В. А. Жариков и др.).

Под равновесной кристаллизацией обычно понимается термодинамическое или физикохимическое равновесие или, по Геологическому словарю 1973 г.: «Равновесие в магмах – равновесие в магм. системах, подчиняющееся известному правилу фаз Гиббса в его наиболее общей форме...». Однако, в этой общей форме оно не может использоваться в геологии или петрологии, так как неизвестно ни число степеней свободы, ни число компонентов, ни число степеней свободы, наложенное на параметры равновесия. Специалисты по экспериментальной петрографии считают, что термодинамический критерий равновесия «практически использовать невозможно». В результате, авторам определения в Геологическом словаре пришлось добавить геологические признаки равновесия: «О равновесности процесса свидетельствует отсутствие зональности в м-лах, различных модификаций одного и того же м-ла, а также наличие широко и повсеместно распространенных постоянных минер. асс. в магм. породах, ...».

Существование многих типов равновесия – механического, химического, термодинамического, кристаллографического и т. д., отличающихся друг от друга, оправдывает введение понятия «**геоло-гическое равновесие**». Под «геологическим (в том числе, магматическим) равновесием» мы предлагаем, используя идеи Г. Розенбуша, понимать «медленную, спокойную кристаллизацию природных расплавов» [2, 6]. Примером равновесной, точнее близравновесной, кристаллизации являются породы крупных расслоенных интрузий (дуниты, бронзититы, гарцбургиты, габбро-нориты, некоторые гранитоиды). Под неравновесной понимается быстрая кристаллизация, примером которой является кристаллизация вулканитов.

Однако уже в 1920 г. первые высказывания о неравновесной кристаллизации сделал Р. Эскола, написав, что, если реакции, необходимые для такого равновесия не закончены, то могут присутство-

вать неустойчивые минералы, или минералы зональные, т. е. окруженные оболочками, как неустойчивые остатки. В. Н. Лодочников отметил, что *«зональные кристаллы не представляют равновесной системы»*. В дальнейшем эти представления развивали Г. В. Тиррель, В. Н. Лодочников, В. А. Николаев, Г. А. Рашин [8], Куно, Д. С. Штейнберг, В. И. Фельдман и др. Нами была проведена оценка условий кристаллизации по зональности минералов в зависимости от мощности расслоенных интрузий [3], существенно расширены геологические, петрографические и минералогические признаки неравновесной кристаллизации магматических горных пород и подтвержден вывод В.А. Николаева [7] о неприменимости правила фаз к условиям неравновесной кристаллизации [3]. Однако важно было не только установление равновесных или неравновесных условий кристаллизации, сколько оценить степень неравновесности магматического процесса, что и было сделано нами [5].

Критерии неравновесности по В. А. Николаеву [7]: «Это наличие зональности кристаллов, различия в составе минералов-вкрапленников и тех же минералов в основной массе, присутствие стекла и m.n.». Сейчас установлено влияние неравновесных условий кристаллизации для 17 параметров магматической породы: физических особенностей породы (размерность зерен, форма, анатомия минералов, идиоморфизм, структура и текстура), химический состав минералов, поля кристаллизации минералов, химическая и изотопная зональность, состав самой породы, спектр магматических дифференциатов и постмагматитов (табл.).

Таблица

Параметры	Неравновесные вулканиты	Близравновесные плутониты						
А. Структура породы								
Кол-во зерен в 1 см <sup>3</sup>	$N \times 10n$	1-10						
Размерности зерен	0-10 см и более	До 10 мм						
Форма кристаллов	Дендриты, удлиненные или пластин-	Близкие по форме к э.я.						
	чатые							
Степень однородности по размерам	От однородных до разнозернистых и	Более или менее однородные						
	порфировых							
Структуры	Стекловатые, афанитовые и порфиро-	Гипидиоморфные и неопределен-						
	вые	ные (неидиоморфные)						
Текстуры	Флюидальные, трахитовые	Массивные и ритмические						
Б. Особенности минералов пород								
Кол-во видов	От нуля до числа компонентов	Близкое к числу компонентов						
Спектр минералов	Резко варьирует в вулканитах	Близок к нормативному						
Поля кристаллизации	От отсутствия до расширенных полей	Нормативные поля						
Состав минералов	Максимально сложныи	Близкии к нормативному						
Размах минералов переменного со-	До размаха в 100% в вулканитах	Близкий к нулевому						
става		-						
Типоморфные минералы	Лейцит, санидин, тридимит, кристоба-	В плутонитах отсутствуют						
	лит, α-кварц, авгит и др.							
В. Прочие особенности								
Химический состав пород	Существенное различие в составе пород между комагматичными вулканита-							
	ми и плутонитами							
Магматическая дифференциация	Отсутствует или слабая	До экстремальной вплоть до моно-						
		минеральных пород						
Постмагматиты	Фумаролы, сольфатары, аргиллизиты,	Пегматиты, скарны и гидротерма-						
	опалиты, кварциты,	ЛИТЫ						

# Сравнение основных параметров неравновесных вулканитов и близравновесных плутонитов

Анализ изложенного показывает, что кроме влияния состава расплава, самое значительное влияние на 16 из 17 важнейших параметров магматической породы оказывают условия кристаллизации, прежде всего, скорость кристаллизации, определяемая скоростью охлаждения расплава, а также ряд других факторов, которые можно суммировать как степень неравновесности кристаллизации. Это позволяет сформулировать общий закон кристаллизации природных расплавов: большая часть параметров магматической породы, кристаллизовавшейся из природных расплавов, определяется составом расплава и условиями его кристаллизации. Чем ниже скорость кристаллизации, т. е. чем менее неравновесны условия кристаллизации расплава, тем меньше число кристаллических зерен, больше их размеры, более однороден размер зерен, тем больше удлинение зерен совпадает с удлинением элементарной ячейки, тем меньше размах зональности, тем однороднее зерна минералов, тем больше число минералов породы, тем больше порядок кристаллизации соответствует количественному содержанию компонентов, тем больше состав минералов соответствует соотношению катионов в материнской породе, тем больше поля кристаллизации соответствуют нормативному содержанию минерала в породе, тем больше отличие химического состава плутонитов от состава комагматичных вулканитов, тем сильнее дифференциация расплава и шире спектр постмагматитов. И наоборот.

Принципиально важным является оценка пределов использования экспериментальных данных в петрологии. Поскольку экспериментально полученные диаграммы кристаллизации широко использовались для интерпретации условий кристаллизации всех вообще магматических пород, возникает вопрос о корректности использования физико-химических данных и результатов экспериментальной петрографии в реальной геологической петрологии.

Равновесные условия проведения экспериментов Боуэна и др. доказывали не только теоретики физической химии и термодинамики, работающие в области геологии, но и экспериментаторы. Так, Н.Ф. Челищев и др. считали, что *«скорость охлаждения во всех опытах поддерживалась постоянной, 8-10 град/час, что обеспечивало достаточно полную раскристаллизацию и приближение к равновесному течению процесса»*. Между тем, близравновесная кристаллизация оливина в расслоенных интрузиях происходит, по геологическим оценкам, при скорости охлаждения 100-200 лет/град, а для плагиоклазов 400-500 лет/град [3], т. е. в 500-1000 раз отличается от экспериментальных условий.

Учитывая, что в указанных Н.Ф. Челищевым условиях проводится большинство экспериментов с силикатными и алюмосиликатными системами, можно утверждать, что в настоящее время все эксперименты по кристаллизации силикатных и алюмосиликатных систем проводились в существенно неравновесных условиях и их результаты только частично применимы к неравновесным вулканитам [4].

Существенные различия между параметрами магматических пород, представленных неравновесными вулканитами и близравновесными плутонитами, дают возможность ранжировать их по степени неравновесной кристаллизации [5]. Выделены типы неравновесной кристаллизации и соответствующие им типы пород: ультранеравновесная «кристаллизация» – стекло, вулканическое, тектоническое или импактное; <u>резконеравновесная</u> – стекло с микролитами или дендритами, <u>средненеравновесная</u> – порфировые вулканиты с афанитовым базисом; слабонеравновесная – полнокристаллические породы с зональными минералами переменного состава и <u>близравновесная</u> – полнокристаллические породы с гипидиоморфной структурой и незональными (однородными) минералами переменного состава.

Оценка влияния условий кристаллизации по 17 параметрам магматических пород показывает следующее:

1. Большая часть магматических пород кристаллизовалась в разной степени неравновесных условиях.

2. Решающее влияние на все параметры магматических пород оказывают состав расплава и условия кристаллизации, обусловленные скоростью охлаждения и кристаллизации. Предложена шкала оценки степени неравновесности кристаллизации по главным параметрам породы.

3. Эксперименты на силикатных и алюмосиликатных расплавах, имитирующие условия кристаллизации магматических пород, проведены в резко неравновесных условиях и не могут использоваться для объяснения условий кристаллизации большей части магматических пород.

4. «Теоретическая» и «физико-химическая петрология», основанные на трактовке диаграмм плавкости-кристаллизации силикатных и алюмосиликатных систем как равновесных, не могут объяснить многих минералогических, петрографических, петрохимических и петрологических особенностей магматических пород.

5. Неравновесная петрология возвращает внимание магматических петрологов от схоластической интерпретации всё более сложных и все более далеких от петрологии диаграмм кристаллизации к полевым геологическим исследованиям, морфологическому и минералогическому анализу, вводит фактор времени и скорости кристаллизации, учитывает свойства и условия кристаллизации природных расплавов, позволяет предсказывать, устанавливать и связывать условия кристаллизации природных расплавов с физическими свойствами расплава, составом и свойствами слагающих породу минералов и составом самой породы и ограничивает применение физико-химических и термодинамических расчетов вулканитами и их аналогами.

6. Все изложенное позволяет констатировать смену псевдоравновесной физико-химической парадигмы на парадигму неравновесной магматической петрологии. 1. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.: ОНТИ. 1934. 324 с.

2. Иванов О. К. Факторы, определяющие состав плагиоклазов магматических пород // Morphology and Phase Equilibrium of Minerals. IMA – 1982 (1986). P. 241-250.

3. Иванов О. К. Зональность и условия равновесной кристаллизации ортомагматических минералов // Теория минералогии. Л.: Наука. 1988. С. 91-96.

4. Иванов О. К. Критика некоторых оснований теории Боуэна // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. 1. 2000. С. 94-96.

5. Иванов О. К. Оценка степени равновесности-неравновесности при магматическом минералообразовании // Урал. минерал. школа – 2009. Екатеринбург, 2009. С. 105-109.

6. Иванов О. К. Кристаллы: равновесные и неравновесные и причины изменчивости их форм // Уральский геологический журнал. 2016. №2. 237 с.

7. Николаев В. А. К вопросам теории процессов эндогенного минералообразования // Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР. 1956. С. 109-128.

8. Рашин Г. А. Минералообразование в основных и ультраосновных силикатных расплавах при неравновесной кристаллизации: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1965. 50 с.

*Иванов Олег Константинович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, старший научный сотрудник Института геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

# Новые данные о платинометальной минерализации участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного плутона (Кольский п-ов)

 © О. В. Казанов<sup>1</sup>, <u>С. И. Корнеев<sup>2</sup></u>, С. В. Петров<sup>2</sup>, А. А. Фролова<sup>2</sup>, И. И. Низамов<sup>2</sup>
<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского, Москва, Россия, kazanov@vims-geo.ru
<sup>2</sup>Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия, s.korneev@spbu.ru

Впервые приводятся результаты исследования особенностей распределения и состава «донной» малосульфидной ЭПГ минерализации и ЭПГ-Си сульфидных жил участка Западный Ниттис. Показаны различия МПГ ассоциаций в двух типах сульфидных жил, дайках габбродолеритов и «донной» малосульфидной минерализации.

Ключевые слова: Мончегорский плутон; участок Западный Ниттис; МПГ-Си сульфидные жилы; «донная» малосульфидная минерализация; минералы элементов платиновой группы.

# New Data of PGE Mineralization of the West Nittis Area of Monchegorsk Layered Pluton (Kola Peninsula)

O. V. Kazanov<sup>1</sup>, <u>S. I. Korneev</u><sup>2</sup>, S. V. Petrov<sup>2</sup>, A. A. Frolova<sup>2</sup>, I. I. Nizamov<sup>2</sup> <sup>1</sup>All-Russian scientific-research institute of mineral resources named after N.M. Fedorovsky, Moscow, Russia <sup>2</sup>Institute of Earth Science of Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

For the first time presents the results of studies of the distribution and composition of "bottom" disseminated low sulphide PGE mineralization and PGM-Cu sulphide veins in the West Nittis area of Monchegorsk Pluton (Kola Peninsula). It is shown the different PGM associations in two types of sulfide veins, gabbrodolerite dykes and «bottom» low sulphide mineralization.

Keywords: Monchegorsk Pluton; West Nittis area; PGM-Cu sulphide veins; «bottom» low sulphide mineralization; minerals of platinum group elements.

Детальное описание строения Мончегорского плутона можно найти в работах [1-3, 5-7]. Интрузив состоит из двух ветвей. Меридиональная включает горы Ниттис, Кумужья и Травяная (далее НКТ). Широтная ветвь включает горы Сопчуайвенч, Нюдуайвенч и Поазуайвенч (далее Сопча, Нюд и Поаз), и предгорье г. Выручуайвенч. Массив принадлежит к перидотит-ортопироксенитгабброноритовой формации и обладает характерной для объектов данной группы магматической расслоенностью. В современном геологическом срезе мощность плутона не превышает 2,5-3,0 км. Каждая из ветвей имеет форму симметричной мульды с падением крыльев под углами 30-40° (НКТ) и от 40-45° до 20-25° (Сопча-Нюд-Поаз) к осевым частям при более пологом (10-15°) падении расслоенности.

Меридиональная ветвь интрузива (НКТ), являющаяся объектом настоящего исследования, прослеживается в северном – северо-восточном направлении на 7 км при ширине выхода от 2,2 до 800 м и представлена преимущественно ультраосновной частью расслоенной серии Мончегорского плутона. Структурные элементы расслоенности залегают согласно с подошвой массива, с падением от краев к его осевой части. В пределах участка Западный Ниттис вскрыт простой разрез массива – однородные пироксениты в верхней части разреза и петрографически пестрая пачка габброноритов и норитов мощностью 10-50 м в его основании. Контакт массива с вмещающими падает к востоку, в направлении осевой части массива под углом 30-40°.

Традиционно в пределах НКТ выделяют два генетических типа минерализации [1-3, 5-7].

1. «Сульфидная минерализация» представлена донной залежью магматических вкрапленных сульфидов, содержащая малосульфидную платинометальную минерализацию.

2. «Эпигенетическая сульфидная минерализация» зоны бронзититов, где она формирует сульфидные жилы, вкрапленную минерализацию и богатые сульфидами шлиры с оруденением элементов платиновой группы (ЭПГ). Минерализация приурочена к системе трещин, которые установлены в осевой зоне ветви НКТ.

В пределах исследуемой площади выделяются давно известная магматическая вкрапленная малосульфидная минерализация «донной залежи» и установленная работами ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в 2012-2013 гг. эпигенетическая, включающая в себя сульфидные жилы и прожилковые зоны, вкрапленную минерализацию и богатые сульфидами шлиры с высокой концентрацией ЭПГ (±Au) [4].

«Сингенетическая сульфидная минерализация» донной залежи представлена сульфидной ассоциацией пирротин-пентландит-халькопирит±пирит (с преобладанием первого), с которой ассоциируют минералы платиновой группы (МПГ) – арсениды Pt, теллуро-висмутиды Pt и Pd, Fe-Pt сплавы, сульфиды, Au-Ag сплавы (табл. 1), при Pd/Pt=3-8 в рудных пробах.

<u>«Эпигенетическая сульфидная минерализация»</u> зоны бронзититов, результаты изучения которой предложены к рассмотрению в настоящей статье, образует систему сульфидных жил, богатых МПГ. Жильные образования можно подразделить, по крайней мере, на две группы или системы, отличающиеся морфологией, характером сопровождающих их вторичных изменений, по положению относительно друг друга в разрезе интрузива и «набором» МПГ: к <u>системе 1</u> отнесены жилы, ориентированные субвертикально относительно расслоенности и связанные с крутопадающими (80-90°) трещинами С-СЗ простирания; к <u>системе 2</u> отнесены жилы, в основном перпендикулярные к первой системе [4].

Таблица 1

	5	4
1 Паларстанид* Pd5(Sn,As)2 (Pd,Pt)3Sn X X	(X)	
2 Атокит* Рd(Te,Bi) X X		
3 Котульскит* (Au,Ag) X X		Х
4 Сплавы Аи и Ад* (Pt,Pd,Ni)S X X	Х	Х
5 Брэггит* Рt <sub>3</sub> Fe X (X)	Х	Х
6 Изоферроплатина* (Pt,Fe) X	Х	
7 Fe-Pt сплавы* Pd <sub>7-x</sub> SnTe <sub>2</sub>		Х
8 Койонинит* PtS X		
9 Куперит* (Pd,Ag) <sub>3+x</sub> Te X (X)	Х	
10 Теларгпалит* PtAs2 X (X)	(X)	(X)
11 Сперрилит* Pds(As,Sb)3 X X	(X)	Х
12 Арсенопалладинит* Pd <sub>2</sub> As X		
13 Палладоарсенид* (Pt,Pd)(Te,Bi)2 X X	(X)	
14 Мончеит* Ад <sub>2</sub> Те (X) Х		(X)
15 Feccur* Ag2S (X)		
16 Аргентит* (Рd,Рt) <sub>3</sub> Рb (X)	(X)	
17 Звягенцевит* (Pd,Ni)S (X)	(X)	(X)
18 Высоцкит* OsS2 (X)	(X)	
19 Эрлихманит* (Ir,Ru,Rh,Pt)AsS (X)	(X)	
20 Ирарсит* Ад4Рd3Te4 (X) (X)	(X)	
21 Сопчеит* Рd2(As,Bi) (X)		(X)
22 Палладовисмутарсенид* (Х)		
23 Арсенопалладинит* Рd <sub>8</sub> (As,Sb) <sub>3</sub> (X)		
24 Плюмбопалладинит* Рd <sub>3</sub> Pb <sub>2</sub> (X)		
25 Мертиит** Рd <sub>11</sub> (Sb,As) <sub>4</sub> (X) (X)		
26 Гуанглинит** Рd <sub>3</sub> Аs		
27 Паоловит** Рd <sub>2</sub> Sn (X) X		
28 Кейтконит** Рd <sub>20</sub> Те <sub>7</sub> (X) X		
29 Соболевскит** Рd(Bi,Te)		
30 Винцентит** Рd <sub>3</sub> Аs (X)		
31 Стиллуотерит** Рd <sub>8</sub> (As,Sb) <sub>3</sub> (X)		
32 Теллуропаладинит** Рd <sub>9</sub> (Te,Sn) <sub>4</sub> (X) (X)?		
33     Меренскит**     (Pt,Pd,Ni)(Te,Bi)2     (X)?		

# Минералы благородных металлов в сульфидных жилах и донной залежи Мончегорского плутона на участке западный Ниттис

Примечание: 1 – «мокрая» жила (+ фрагменты «сухих» жил и дайки долеритов), 2 – «сухие» жилы, 3 – дайка долеритов, 4 – «донная залежь», X – содержания более 1%, (X) – содержания менее 1% и единичные зерна. \* – микроскоп FEI Quanta 600FEG с EDAX Apollo программное обеспечение MLA 3.1. \*\* – Сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N РЦ СПбГУ «Геомодель».

Среди минералов Fe-Ni-Cu-сульфидов в рудных жилах преобладает халькопирит, второстепенные минералы представлены миллеритом, пентландитом, борнитом, ковеллином и пиритом. Здесь выявлено более 30 минералов ЭПГ, Au и Ag (табл. 1), значительная часть из которых в рудах НКТ Мончегорского массива обнаружена впервые. Минералы платиновой группы образуют отдельные зерна и срастания в сульфидах (преимущественно в халькопирите), породообразующих силикатах или на контактах их минеральных агрегатов. Размеры МПГ колеблются от субмикронных до 10-80 мкм, в единичных случаях достигают 100-800 мкм.

Система 1 представлена сульфидными жилами, сопровождающимися ореолами вторичных изменений вмещающих пород (ортопироксенитов), так называемые «мокрые жилы». Вторичные минералы в ореолах представлены преимущественно моноклинным амфиболом, в самих жилах встречаются также агрегаты ромбического амфибола, образующие срастания с рудными минералами. Эти жилы имеют невыдержанную видимую мощность (варьируют от 0,2 см до 1,05 см, иногда с раздувами до 3-5 см), неровные границы, в отдельных местах сложной конфигурации. Сульфидный материал жил экстремально обогащен ЭПГ и Au (до 1 кг/т в пересчете на 100% сульфидов).

Жильная система 2 формирует многочисленные тонкие жилы и прожилки с резкими относительно ровными границами (мощность варьирует в пределах 1-10 мм), без существенных вторичных изменений (т.н. «сухие жилы»). Иногда обе системы совмещены и в этих случаях сульфидный материал «мокрых» жил формирует ответвления, используя трещины, выполненные «сухими» жилами, неред-ко ориентированные под углами, близкими к 90° относительно главной жилы. Предполагается, что система 1 является основной зоной переноса рудного вещества, в то время как система 2 формирует оперяющую группу «сухих» рудных прожилков. «Сухие» жилы не менее обогащены ЭПГ+Аu.

Богатая эпигенетическая платинометальная минерализация впервые зафиксирована также в дайках долеритов, приуроченных к зонам пространственного сближения и пересечения с мокрыми сульфидными жилами. Видимая мощность минерализованных даек – от нескольких сантиметров до 30 см. Породы сильно амфиболизированы и скаполитизированы. Сульфидная минерализация представлена в виде редкой тонкой рассеянной вкрапленности и отдельных систем микропросечек (до 1-2% сульфидов), неравномерно распределенных в долерите. Минералы благородных металлов образуют в основном тонкую неравномерно рассеянную ксеноморфную вкрапленность с размерами в основном меньше 25 мкм, формируя срастания с халькопиритом, а также самостоятельные зерна или микроскопления их в породообразующих силикатах. Содержания ЭПГ+Аи в пересчете на 100% сульфидов могут достигать 0,5 кг/т.

Помимо морфологических характеристик и структурных позиций, каждая из рассматриваемых систем жил и дайки долеритов характеризуются присущими только им минералогическими особенностями: разнообразием и ассоциациями минералов благородных металлов (табл. 1), содержаниями ЭПГ и Au, значениями отношений Pd/Pt и (Pt+Pd+Rh)/(Os+Ir). В «мокрых» жилах преобладают станноарсениды и станниды Pd, теллуровисмутиды Pd, сплавы Au и Ag, станнотеллуриды Pd, теллуриды Pd и Ag; Pd/Pt=10-22 в рудных пробах, (Pt+Pd+Rh)/(Os+Ir)=20 в рудном концентрате. В «сухих» жилах – станноарсениды Pd, станниды Pd и Pt, теллуровисмутиды Pt и Pd, сплавы Au и Ag; при отношениях Pd/Pt=3-10 в рудных пробах и (Pt+Pd+Rh)/(Os+Ir)=1-2 в рудных концентратах. В дайках долеритов относительно возрастает количество платиновой минерализации – сульфиды Pt и Pd, изоферроплатина, сплавы Au и Ag; Pd/Pt=3.2-4.5 в рудных пробах и (Pt+Pd+Rh)/(Os+Ir)=6 в рудном концентрате.

Таким образом, установленное различие в составах минеральных ассоциаций минералов благородных металлов, степени концентрирования МПГ, развитии вторичных изменений в рассматриваемых рудных проявлениях свидетельствует, по крайней мере, о формировании системы жил, несущих благороднометальную минерализацию в условиях меняющегося флюидного режима, и может отражать эволюцию его качественного состава в связи с изменением P-T условий на стадии остывания интрузива.

Авторы выражают благодарность В. С. Семенову за обсуждение результатов исследований и ценные советы при подготовке рукописи. Авторы также благодарят сотрудников ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель» В. В. Шиловских и Н. С. Власенко за проведенные исследования с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 17-05-00361

1. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Г. И. Горбунов [и др.]. Л.: Наука, 1985. 329 с.

2. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона / Н. А. Елисеев [и др.]. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 3. 328 с.

4. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) / Т. Л. Гроховская [и др.] // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 329-352.

5. Особенности распределения минералов благородных металлов в медно-платиновых жилах участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного плутона (Кольский п-ов) / О. В. Казанов, С. И. Корнеев, С. В. Петров, А. А. Фролова // Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов (I научные чтения памяти проф. В. Г. Лазаренкова): материалы Всероссийской конференции с международным участием (25 мая 2016 г., Санкт-Петербург, Горный университет). СПб.: Изд-во СПГУ, 2016. С. 62-65.

6. Расслоенные интрузии Мончегоркого рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение: в 2 ч. / под ред. Ф. П. Митрофанова и В. Ф. Смолькина. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 344 с.

7. Шарков Е. В., Чистяков А. В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Сu-Ni оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 3. С. 171-194.

8. Dedeev A. V., Khashkovskaya T. N., Galkin A. S. PGE Mineralization of the Monchegorsk Intrusion of the Kola Peninsula // The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Special V. 54. P. 569-577.

Корнеев Сергей Иванович, старший преподаватель Института наук о Земле Санкт-Петербургского госуниверситета

# Петрохимия коматиитов Восточной части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса Балтийского щита

#### © Н. Ф. Каячев

РН-КрасноярскНИПИнефть, Красноярск, Россия, KayachevNF@kr-nipineft.ru

В статье приводятся материалы по коматиитам мезоархея Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса Восточной части Балтийского щита. Породы коматиитовой серии залегают среди метабазальтов толеит-базальтовой формации, а также переслаивается с андезитами на различных стратиграфических уровнях осадочно-вулканогенных отложений лопийского комплекса. Коматиитовый магматизм проявлен в 2 фациях – эффузивной (с туфами) и силловой. Выделяются петрографические группы пород соответствующие петрохимическим типам с ярко выраженной дискретностью по содержанию MgO. Зоны гидротермально-метасоматического изменения коматиитов и вмещающих базальтов (листвениты) перспективны в отношении золотоносности.

Ключевые слова: коматииты, мезоархей, петрохимия, Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс, Балтийский щит.

# Petrochemistry of Komatiites within Eastern Section of the Sumozero-Kenozero Greenstone Belt, Baltic Shield

## N. F. Kayachev

KrasnoyarskNIPIneft, Krasnoyarsk, Russia, KayachevNF@kr-nipineft.ru

The paper reports data on the meso-Archean komatiites from the Sumozero-Kenozero greenstone belt within eastern section of the Baltic Shield. The komatiite-series rocks are confined to metabasalts in tholeiitic basalt succession, and, besides, they are interbedded with andesites of the Lopian volcano-sedimentary sequence at different stratigraphic levels. Komatiite magmatism is revealed in (1) effusive bodies (with tuffs), and (2) sills. Distinct petrographic groups consistent with petrochemical types, established on the basis of the MgO value, have been recognized. Zones of hydrothermal-metasomatic alteration of the komatiites and hosting basaltic rocks (listvenites) are promising indicators of gold mineralization.

Keywords: komatiites, mesoarchean, petrochemical, Sumozero-Kenozero greenstone belt, Baltic Shield.

В пределах Токшинской площади Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса Балтийского щита коматииты впервые были изучены в составе осадочно-вулканогенных отложений лопия [3]. Впоследствии, при проведении поисковых работ и тематических исследований (1989-1993 гг.), автором было установлено широкое распространение коматиитов в разрезах осадочно-вулканогенных отложений лопийского комплекса.

К коматиитовой серии отнесены породы с содержанием MgO>9% с разделением их на низкомагнезиальные (НКБ), высокомагнезиальные коматиитовые базальты (ВКБ) и собственно коматииты согласно классификации, принятой в работе [2]. Встречаются они на разных уровнях лопийских отложений, но более всего закартированы в пределах каренской толщи, где на их долю приходится 67% разреза общей мощностью около 500 метров. Фациально породы представлены в виде отдельных потоков, покровов, силлов, а также образуют переслаивающиеся горизонты, мощностью до 100 метров. В серии скважин вскрыты разрезы ультрамафических пород, реконструкция строения и состава которых позволила выявить до 15 потоков при общей мощности 70-100 метров. В этих толщах отмечается переслаивание перидотитовых коматиитов с НКБ, ВКБ, но отсутствуют толеитовые базальты. В других разрезах отмечается переслаивание коматиитов с базальтами и андезитами.

Породы коматиитовой серии метаморфизованы, однако первичные структуры, указывающие на их эффузивную природу, сохраняются. По петрографическому составу породы коматиитовой серии подразделяются на пироксенитовые и перидотитовые.

Пироксеновые ВКБ с типичной спинифекс, квенч-структурами характеризуются наличием крупных таблитчато-удлиненных зерен амфиболизированного пироксена, погруженного в раскристаллизованную основную массу. Размеры призматических зерен пироксена колеблются от 0,3 до 1,5 см, а в некоторых случаях до 3 см. Распределены в породе они закономерно либо хаотично и составляют 40-60 % объема породы. Пироксеновые ВКБ с микроспинифекс структурой образуют «войлок», в которых игольчатые зерна пироксена составляют до 80-90 % объема породы. Мезостазис составляет от 10-20 до 40-50 % и представлен ассоциацией вторичных минералов, среди которых отмечаются актинолит, хлорит, эпидот, цоизит, кальцит.

Перидотитовые коматииты представлены лавобрекчиями, потоками со спинифекс-структурой, реликты которой сохраняются в условиях зеленокаменного метаморфизма. В силлах ультрамафиты имеют кумулятивную структуру с содержанием 30-65% вкрапленников серпентина по оливину, погруженных в апостекловатую массу вторичных минералов. По петрографическому составу выделя-
ются тремолит-серпентиновые, хлорит-тремолит-серпентиновые породы с различным количественным содержанием вторичных минералов.

Петрохимические особенности коматиитов рассмотрены на примере 211 химических анализов. На классификационной бинарной диаграмме MgO – TiO<sub>2</sub> почти все фигуративные точки коматиитов Токшо-Волошовской зоны вытягиваются в тренд, соответствующий коматиитовой серии зеленокаменных поясов (рис.1).



Рис. 1. Диаграмма MgO – TiO<sub>2</sub> пород коматиитовой серии Токшо-Волошовской зоны Сумозерско-Кенозеркого зеленокаменного пояса.

На гистограмме распределения MgO в породах коматиитовой серии Токшо-Волошовской зоны отмечается ярко выраженная дискретность как при пересчете составов на безводный остаток, так и без пересчета (рис. 2 А, Б). На гистограмме с пересчетом на безводный остаток в дискретных группах минимумы в содержаниях MgO (вес. %) составляют: 18,76 и 25,47%. Граница между НКБ и ВКБ (группы II) не прослеживается ввиду их низкой петрохимической изученности.

Важными петрогенетическими значениями коматиитов являются содержания CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и их отношения. На графике в координатах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – TiO<sub>2</sub> (рис. 3) фигуративные точки пород группируются вдоль хондритового отношения и, в этом плане, они аналогичны коматиитам Канады, Австралии. Незначительная часть вулканитов отличается от этого генерального тренда, приближаясь по соотношению этих окислов к породам барбертонского типа. При этом одна группа (1) характеризуется повышенным содержанием TiO<sub>2</sub>, а другая (2) – пониженным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. К коматиитам барбертонского типа были отнесены породы, впервые установленные в районе р. Токши [2].

На рис. 4 приведены гистограммы распределения отношений CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> в породах коматиитовой серии. Отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> изменяется в широких пределах, что связано с включением в выборку кумулятивных пород силлов, Вулканиты коматиитовой серии относятся к породам с нормальной (хондритовой) величиной CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Среднее отношение в вулканитах практически равно хондритовому и составляет 0,98. Кумулятивные породы в силлах характеризуются пониженным содержанием кальция, поэтому среднее содержание в породах всей серии снижается и составляет 0,84. Среднее отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> составляет 20,44, что практически соответствует хондритовому – 20,4. Весьма показательными являются гистограммы распределения отношений Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> и CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при построении их с различной категорийностью. При разбиении общей выборки (n=211) на 20 категорий (групп) отмечается бимодальное распределение отношений петрогенных окислов (Рис. 4А, Б). В первом случае, мода с низкой величиной Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> связана с высоким содержанием титана в вулканитах (барбертонский тип). Мода с низким содержанием CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> обусловлена низким содержанием кальция в кумулятивных породах.

При разбиении общей выборки (n=211) на 32 категории (группы) наблюдается равномерное, но многомодальное распределение отношений Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> и CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Рис. 4В, Г). В частности, при средней хондритовой величине отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>, все породы вулканитов разбиваются на 6 однородных групп (рис. 5В). Покровы, потоки вулканитов в общей толще пород коматиитовой серии приобретают свои индивидуальные особенности. По-видимому, связано это с процессами ликвации (расслоения) в коматиитовых расплавах, с формированием большей части пород коматиитовой серии.



Рис. 2. Гистограммы распределения MgO в породах коматиитовой серии



Рис. 3. Диаграмма отношения  $Al_2O_3 - TiO_2$  в породах коматиитовой серии.



Рис. 4. Гистограммы распределения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> и CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породах коматиитовой серии.

В скважине 143, в породах силла мощностью 60 м в связи с поисками Cu-Ni руд было проведено сплошное керновое опробование и отобрано 58 проб. Ниже приведен средний состав пород силла, который может отражать состав расплава перидотитовых коматиитов (безводный состав, в вес.%):  $SiO_2=45,64$ ;  $TiO_2=0,30$ ;  $Al_2O_3=6,31$ ;  $Fe_2O_3=6,10$ ;  $Cr_2O_3=0,61$ ; FeO=6,00 MnO=0,14; MgO=31,55; Na<sub>2</sub>O=0,02; K<sub>2</sub>O=0,02.

Коматиитам Токшо-Волошовской зоны весьма важная роль отводится при оценке золотоносности отложений лопийского комплекса. В зонах тектонических нарушений коматииты совместно с базальтами замещаются лиственитами, с которыми связаны рудопроявления золото-сульфидной формации [1]. Автор может выслать аналитические данные для дальнейших петрохимических исследований.

1. Каячев Н. Ф. Золотоносность Токшо-Волошовской зоны Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса юговосточной части Балтийского щита // Золото Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2013. С. 81-84.

2. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

3. Куликова В. В., Куликов В. С. Новые данные об архейских перидотитовых коматиитах в Восточной Карелии // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 3. С. 693-696.

Каячев Николай Феоктистович, главный специалист ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», Красноярск

# Первые данные о платинометалльной минерализации в хромититах массива Улан-Сарьдаг (Восточный Саян, Россия)

© <u>О. Н. Киселева</u><sup>1</sup>, Е. В. Айриянц<sup>1</sup>, Д. К. Белянин<sup>1, 2</sup>, С. М. Жмодик<sup>1, 2</sup> <sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kiseleva\_on@igm.nsc.ru <sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Получены первые данные об ЭПГ минерализации в хромититах гипербазитового массива Улан-Сарьдаг. ЭПГ минерализация представлена твердыми растворами (Os-Ir), (Os, Ru)S<sub>2</sub> и RuS<sub>2</sub>, IrAsS, RuAsS, RhNiAs. В недосыщенных серой (Os, Ru)S<sub>2</sub>, имеющих трещиноватую и пористую микроструктуру, установлены многочисленные наночастицы Os-Ir-Ru сплавов. Мы предполагаем, что метаморфогенные флюиды, вовлеченные в гидротермальные процессы, приводили к десульфуризации RuS<sub>2</sub>, и формированию наночастиц Os-Ir-Ru сплавов. Последующее за этим термальное воздействие привело к укрупнению наночастиц ЭПГ до микронных размеров.

Ключевые слова: офиолиты, хромититы, ЭПГ минерализация, наночастицы ЭПГ

# The First Date on the PGE Mineralization in the Chromitites of the Massif Ulan-Sar'dag (East Sayan, Russia)

<u>O. Kiseleva<sup>1</sup></u>, E. Airiyants<sup>1</sup>, D. Belyanin<sup>1, 2</sup>, S. Zhmodik<sup>1, 2</sup> <sup>1</sup> VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russian Federation <sup>2</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

The first data on the PGE mineralization in the chromitites of the ultrabasic massif Ulan-Sardag was obtained. PGE mineralization are represented by solid-solution (Os-Ir), (Os, Ru)S<sub>2</sub> and RuS<sub>2</sub>, IrAsS, RuAsS, RhNiAs. In S-deficient (Os, Ru)S<sub>2</sub> which exhibit cracks and porosity are contained nanoparticles Os-Ir-Ru alloys. We propose that the metamorphic fluids involved in the hydrous metamorphism have caused the desulphurization of laurite RuS<sub>2</sub>, releasing of nanoparticles Os-Ir-Ru alloys. The subsequent thermal event led to coarsening of the nanoparticles to micron-sized particles.

Keywords: ophiolites, chromitites, PGE mineralization, nanoparticles PGE

Гипербазитовый массив Улан-Сарьдаг расположен в ю-в части Восточного Саяна на водоразделе р. Урик и Китой. На этой территории широко распространены офиолитовые ассоциации, которые выделяются в виде протяжённых поясов (ветвей): Южная (Ильчирская), Северная (Халбын-Хаирханская) и Эхе-Шигна-Шишхидская (Окинская зона). Улан-Сарьдагский массив представляет собой офиолитовый покров и занимает особое место, располагаясь между офиолитами Южной и Северной ветвей. Ранее было сделано обоснованное предположение о формировании офиолитов Южной ветви в обстановке срединно-океанических хребтов, а Северной – в обстановке островных дуг [2, 3, 4]. Последние данные свидетельствуют о формировании улан-сарьдагских офиолитов в надсубдукционных условиях обстановки энсиматических островных дуг [1]. Массив расположен в приконтактовой зоне плагиогранитогнейсов Гарганской «глыбы» с гранитоидами сумсунурского комплекса и подстилается вулканогенными и осадочными породами ильчирской свиты и терригенными – монгошинской (иркутной). Массив сложен дунитами и, в подчиненном количестве, гарцбургитами. Хромититы локализованы в дунитах. Хромитовые рудопроявления в пределах массива [5] сложены двумя типами хромититов: шлировыми и массивными. Рудная минерализация хромититов представлена алюмохромитом, хромитом, хроммагнетитом и магнетитом. Хромшпинелиды Улан-Сарьдагского массива имеют следующий состав (мас.%): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10÷22 (в хлоритизированых дунитах до 4 мас.%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 46÷53, MgO 12÷15 мас.%. В хлоритовой массе находится «пористый» хромит с низким содержанием  $Al_2O_3$  и высоким FeO – 20-22 мас.%. Между хромшпинелидом и хроммагнетитом фиксируются резкие фазовые границы. На хромшпинелидах образуются каймы хроммагнетита и, затем, магнетита. Хроммагнетит также образует самостоятельные зерна. Зерна хроммагнетита по трещинам замещаются магнетитом, хлоритом, тальком, магнезитом. Межзерновое пространство хромшпинелидов выполнено оливином, серпентином, хлоритом, тальком, магнезитом. Акцессорная минерализация в хромититах локализована в основном в серпентине и хлорите и представлена преобладающим хизлевудитом Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub>, миллеритом NiS, халькозином Cu<sub>2</sub>S, микрочастицами Cu<sup>0</sup>. С использованием СЭМ (ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН) были исследованы аншлифы и минералы тяжелой фракции хромититов. В результате впервые в хромититах гипербазитового массива Улан-Сарьдаг обнаружены минералы платиновой группы (МПГ), которые представлены Os-Ir-(Ru) твердыми растворами,  $Os^0$ ,  $Ru^0$ , лаурит-эрликманитом (Ru,Os)S<sub>2</sub>, лауритом RuS<sub>2</sub>, ирарситом IrAsS, руарситом RuAsS, закаринитом RhNiAs.

*Твердые растворы Оs-Ir-(Ru)* установлены как в виде идиоморфных включений в хромшпинелиде, так и в ксеномофных зернах (10×20 мкм) в срастании с лауритом. Согласно современной номенклатуре твердые растворы отвечают осмию [9] и соответствуют ранним магматическим высокотемпературным осмиридам. Кроме того, фазы Os-Ir-(Ru) состава распространены в виде многочисленных микро- и нано-размерных включений в лаурит-эрликманите. Их состав на классификационной диаграмме отвечает, как осмию, так и рутению. Самородный Os<sup>0</sup> (Os > 80 мас.%) установлен в полифазных агрегатах размером 3-5 мкм совместно с халькозином, лауритом, лаурит-эрликманитом. Самородный  $Ru^0$  (Ru=93 мас.%) – в полифазном агрегате, размером 3-5 мкм, совместно с хизлевудитом, закаринитом, Os-Ir-Ru твердыми растворами. Лаурит и лаурит-эрликманит RuS<sub>2</sub> - (Ru,Os)S<sub>2</sub> представлены наиболее широко. По составу выделяется две группы сульфидов: 1) лаурит-эрликманит (Ru, Os)S<sub>2</sub>; 2) «чистый» лаурит RuS<sub>2</sub>. В некоторых зернах фиксируется четко выраженная граница между этими двумя минеральными разновидностями (рис. 1a). Фаза переменного состава (Ru,Os)S<sub>2</sub> очень редко образует самостоятельные зерна. Чаще она встречается в поликомпонентных агрегатах неоднородного состава, совместно с лауритом, и содержит большое количество округлых и прямоугольных микровключений Os<sup>0</sup>, (Os-Ir), Ru<sup>0</sup> (рис. 1б). В химическом составе лаурит-эрликманит часто фиксируется недостаток по сере. «Чистый» лаурит имеет однородную микроструктуру и состав, отвечающий «идеальному» стехиометрическому составу (Ru=61,2 мас.%, S = 38,2 мас.%, табл. 1). Он формирует отдельные зерна в хлорите и серпентине в ассоциации с ирарситом, сульфидами Ni, Cu и в каймах вокруг лаурит-эрликманита. Также фиксируется в сложных неоднородных агрегатах, где участки переменного состава (Ru,Os)S<sub>2</sub> или OsS<sub>2</sub> сменяются участками RuS<sub>2</sub> (рис. 1в). Сульфоарсениды представлены *ирарситом IrAsS* и *руарситом RuAsS*, которые встречаются в ассоциации с сульфидами. Арсенидные соединения встречаются редко и представлены закаринитом RhNiAs. Он формируется на поздних этапах в полифазных агрегатах, совместно с хизлевудитом «цементирует»  $Ru^0$ , (Os-Ir-Ru) (рис. 1г).

Таблица 1

Os	Ir	Ru	Rh	Fe	Ni	S	As	сумма	минерал
87,01	11,34			1,09	1,01			100,45	осмий
2,52	2,11	93,14			2,55			100,32	рутений
67,72	16,19	18,52	0	0,54				102,97	Os-Ir-Ru
37,98	31,17	29,55		0,88	1,61			101,19	Os-Ir-Ru
		60,93				38,64		99,57	лаурит
	2,3	58,53				37,88	1,1	99,81	лаурит
33,62	2,93	34,3				32	0,66	103,51	лаурит-эрликманит
49,97	2,18	20,8				30,12		103,07	лаурит-эрликманит
23,21	5,18	39,55	0,6			34,33		102,87	лаурит-эрликманит
60,28	6,17	6,88		0,37	1,04	23,79		98,53	эрликманит
	58,69	2,1	2,31			12,51	23,25	98,86	ирарсит
1,21	0,15	10	37,87		22,95		26,66	98,84	закаринит
2,15	1,06	4,5	41,69		23,35		29,94	102,69	закаринит

Химический состав платиновых минералов по данным СЭМ (мас.%)

Известно, что (Os-Ir) и твердые растворы лаурит-эрликманит формируются раньше или близко одновременно с сегрегацией хромшпинелидов в условиях верхней мантии при T=1200  $^{0}$ C и P 5-10 кбар [6, 7, 8, 10]. Наличие эрликманитового минала в лаурите и присутствие Cu-содержащих сульфидных фаз указывает на более высокую  $fS_2$  в рудно-магматической системе массива Улан-Сарьдаг, относительно значения этого параметра в Оспино-Китойском массиве.



Рис. 1. Минералы платиновой группы в хромититах (сканирующий электронный микроскоп): а) зерно иридосмина в хромшпинелиде; б) срастание миллерита и зонального зерна лаурита (в центре фаза с эрликманитовым миналом) с вкраплениями осмия и руарсита; в) зерно лаурита-эрликманита; г) срастание лаурита и лаурит-эрликманита с множественными выделениями (Os-Ir-Ru); д) взаимопроникающее срастание лаурита и эрликманита с наноразмерными выделениями Os<sup>0</sup>; е) рутениридосмин, замещенный закаринитом и хизлевудитом (Hzl) с включениями Os<sup>0</sup>, Ru<sup>0</sup>

Сульфоарсениды и арсениды Ru, Ir, Rh, Ni формируются из остаточной флюидной фазы на постмагматической стадии совместно с хизлевудитом. Возможно, в хромититах Улан-Сарьдагского массива присутствует две генерации сульфидов ЭПГ: I генерация – магматические твердые растворы лаурит-эрликманит; II генерация – новообразованные лауриты, обрастающие первичные лауритэрликманиты или приуроченные к зонам хлоритизации в срастании с халькозином и миллеритом. В процессе серпентинизации и хлоритизации при температуре около 300 °C из хромшпинелидов происходил вынос Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO с формированием высокожелезистых и высокохромистых хромитов. Проникновение флюида по проницаемым зонам в лаурит-эрликманиты приводило к десульфуризации сульфидов, отклонению от стехиометрии, возникновению микродефектов в кристаллической решетке, появлению нанопор на поверхности зерна [12, 13, 15].

Согласно экспериментальным данным, конгруэнтное разложение  $RuS_2 \rightarrow Ru^0$  происходит при T = 300,  $fS_2 = (-20)$ , P = 0,5 кбар [14]. Появление нано- и микрочастиц Os<sup>0</sup>, Ru<sup>0</sup>, (Os, Ir), в лауритэрликманитах является результатом элементной перегруппировки в ответ на вариации T и  $fS_2$  (рис.1в) [8, 10]. В ходе прогрессивного метаморфизма (эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций) и/или термального события (внедрении гранитной интрузии), изменившиеся P-T условия повлияли на стабильность наночастиц [13]. При повышении температуры до 590-650 С (амфиболитовая фация) наночастицы в сульфидной матрице становятся нестабильны, что приводит к их коалесценции и укрупнению (до микронных размеров). Полученные результаты свидетельствуют об отличительных особенностях МПГ Улан-Сарьдагского массива по сравнению с МПГ из хромититов Северной и Южной ветвей офиолитов. Прежде всего, обращает внимание широкое распространение среди МПГ лаурита и эрликманита, а также обилие в них наноразмерных включений Os<sup>0</sup>, (Os,Ir,Ru).

### Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 16-05-00737а, 15-05-06950

1. Геодинамическая обстановка формирования Улан-Сарьдагского «массива» / Н. А. Гильберт [и др.] // Ультрамафитмафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: материалы V Междунар. конф. (Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г.). – Улан-Удэ: Изд-во Бурят. гос. ун-та, 2017. – С. 90-93.

2. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна / Н. Л. Добрецов, Э. Г. Конников, В. Н. Медведев, Е. В. Скляров // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34-57.

3. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов. Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.

4. Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) / О. Н. Киселева, С. М. Жмодик, Б. Б. Дамдинов, Л. В. Агафонов, Д. К. Белянин // Геология и геофизика, 2014. Т. 55, № 2. С. 333-349.

5. Сутурин А. Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.

6. Andrews D.R.A., Brenan J.M. Phase-equilibrium constraints of the magmatic origin of laurite and Os-Ir alloy // Canadian Mineralogist. 2002. V.40. P. 1705-1716.

7. Ballhaus C., Bockrath C., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Laurenz V., Berndt J. Fractionation of the noble metals by physical processes // Contrib. Miner. Petrol. 2006. V. 152. P. 667-684.

8. Bockrath C., Ballhaus C., Holzheid A. Stabilities of laurite RuS2 and monosulphide liquid solution at magmatic temperature // Chem. Geol. 2004. V. 208. P. 265-271.

9. Cabri L. J. The platinum group minerals // The Geology, Geochemistry, Mineralogy and mineral Beneficiation of platinum group elements. Spec. V. 54. Canadian Inst. Mining, Metalurgy and Petroleum. 2002. P. 13-131.

10. Finnigan C. S., Brenan J. M., Mungall J. E., McDonough W. F. Experiments and models bearing on the role of chromite as a collector of platinum group minerals by local reduction // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 1647-1665.

11. Foustoukos D. I., Bizimis M., Frisby C., Shirey S. B. Redox controls on Ni-Fe-PGE mineralization and Re/Os fractionation during serpentinization of abyssal peridotite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 150. P. 11-25.

12. Garuti G., Proenza J.A., Zaccarini F. Distribution and mineralogy of platinum-group elements in altered chromitites of the Campo Formoso layered intrusiyn (Bahia State, Brazil): control by magmatic and hydrothermal processes // Miner. Petrol. 2007. V. 89. P. 159-188.

13. González-Jiménez J. M., Reich M., Camprubí T., Gervilla F., Griffin W. L., Colás V., O'Reilly S. Y., Proenza J. A., Pearson N. J., Centeno-García E. Thermal metamorphism of mantle chromites and the stability of noble-metal nanoparticles // Contributions to Mineralogy and Petrology. -2015. - T. 170. - N. 2. - C. 15.

14. Stockman H. W., Hlava P. F. Platinum-group minerals in Alpine chromitites from southwestern Oregon // Econ Geol. 1984. V. 79. P. 492-508.

15. Zaccarini F., Proenza J. A., Ortega-Gutiérrez F., Garuti G. Platinum group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuitzingo (Acatlán complex, southern Mexico): implications for postmagmatic modification // Miner. Petrol. 2005. V. 84. P. 147-168.

*Киселева Ольга Николаевна*, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

### Минерально-сырьевая база нефрита: проблемы и решения

© Е. В. Кислов

Геологический институт СО РАН, Бурятский государственный университет г. Улан-Удэ, Россия, e-mail: evg-kislov@ya.ru

Рассмотрена минерально-сырьевая база нефрита Республики Бурятия, на территории которой сосредоточена основная часть балансовых запасов нефрита России. Приведены данные о запасах и добыче на эксплуатируемых месторождениях. Проанализированы ситуация с нелегальной добычей и усилия по декриминализации нефритовой отрасли. Приведены данные по подготавливаемым к эксплуатации и разведываемым объектам, а также участкам нераспределенного фонда. Предложены меры по дальнейшей декриминализации, развитию и освоению минерально-сырьевой базы нефрита, включающие, в первую очередь, максимальное лицензирование перспективных участков и развитие внутреннего потребления нефрита. Ключевые слова: нефрит, Бурятия, декриминализация, развитие минерально-сырьевой базы.

# **Nephrite Mineral Resources: Problems and Decisions**

E. V. Kislov

Geological Institute, Siberian Branch, Russian Science Academy, Buryat State University Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru

The nephrite mineral resources of the Republic of Buryatia are considered. The main part of nephrite balance stocks of Russia is concentrated in the territory of Buryatia. Data on stocks and production are given in the operated deposits. A situation with illegal production and efforts on decriminalization of nephrite branch are analysed. Data on the objects prepared for operation and investigated, and also sites of unallotted fund are provided. The measures for further decriminalization, development and development of mineral resources of nephrite including, first of all, the maximum licensing of perspective sites and development of internal consumption of nephrite are proposed.

Keywords: nephrite, Buryatia, decriminalization, development of mineral resources

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, издавна используемый человеком, особо популярный в Китае и некоторых других странах. Наиболее ценен просвечивающий белый нефрит и шпинатно-зеленый с минимальным количеством рудных минералов. Важнейшие месторождения нефрита России находятся в пределах Западного и Восточного Саянов, Юго-Западного Прибайкалья и Средневитимского нагорья. Есть они на Урале, в Приамурье и Якутии. Сейчас в России известно около 60 месторождений и проявлений нефрита.

В Бурятии находится большая часть балансовых запасов нефрита Российской Федерации (94,9 % нефрита-сырца и 92,8 % – сортового камня). На 01.01.2014 г. по 16 месторождениям Бурятии учтены запасы:  $C_1 - 5387,8$  т нефрита-сырца (1620,6 нефрита сортового) и  $C_2 - 17168,2$  т нефрита-сырца (4987,7 нефрита сортового, в том числе ювелирного 205,5 т). Остальные запасы находятся в Красноярском крае (2 месторождения), Тыве и Челябинской области (по одному месторождению).

Месторождения нефрита относятся к двум эндогенным геолого-промышленным типам: апосерпентинитовые метасоматиты офиолитов (апоультрамафитовый, иногда выделяют также апомафитовый [3]) и аподоломитовые тремолит-кальцитовые магнезиальные скарны (апокарбонатный). Роль метасоматических и динамометаморфических процессов в нефритообразовании обсуждается. Месторождения первого типа – источник зеленого нефрита, находятся на юго-западе Бурятии: Окинский, Тункинский, Закаменский районы, только Парамское месторождения расположено на северо-востоке, в Муйском районе. Месторождения второго типа дают светлоокрашенный нефрит, находятся на северо-востоке Бурятии: Баунтовский эвенкийский и Муйский районы. Экзогенная формация россыпей, как правило, аллювиальных, приуроченных к коренным источниками. В 1960-1990-е нефрит разведывала экспедиция «Байкалкварцсамоцветы». При этом нередко выявленные запасы отрабатывались при поисково-оценочных работах. В настоящее время геологоразведочными работами в небольшом объеме занимаются недропользователи.

Россыпным проявлениям уделялось недостаточно внимания. Но наиболее ценный нефрит в представлении китайцев – найденный в реке в виде окатанных галек и валунов, называемый «черными копателями» «окатыш», а китайскими дилерами – «су таш». Окатыши прошли длительную природную обработку и представляют собой естественно образовавшиеся природные блоки с сырьем высочайшего качества. Такой нефрит, особенно белый с корками бурого, красного, черного цвета, вызванными развитием гидроксидов железа и марганца с внешней поверхности, используется в Китае для каменной резьбы, украшения интерьеров и как объект инвестирования. Как следствие, цена на него в десятки раз превышает цену нефрита, добытого в карьере, а спрос носит ажиотажный характер. Но разведанные запасы россыпного нефрита незначительны, находятся в нераспределенном фонде, а дорога к местам его проявления перекрыта правоохранительными органами. Это приводит к фальсификации «окатышей»: добытый в карьере нефрит, «скальник», подвергают галтовке, и затем даже выдерживают в красящих растворах для появления «корки».

Нелегальная добыча нефрита «черными копателями» широко развернулась с началом социальноэкономических реформ в начале 1990-х годов. Нелегальная добыча охватила большинство месторождений и проявлений, включая официально неизвестные. Ее расцвет наступил в 2010 г. в связи со скачком инфляции в Китае. Добыча нефрита стала контролироваться организованной преступностью. В результате достоверность запасов и ресурсов в ряде случаев сомнительна.

Республика Бурятия предприняла неудачную попытку декриминализации и монополизации нефритовой отрасли. Были приняты Постановления Правительства Республики Бурятия от 19.02.2001 г. № 65 «О состоянии добычи нефрита Республики Бурятия» и от 20.01.2009 г. № 14 «О концепции развития нефритовой отрасли Республики Бурятия на 2009-2011 годы». Но поставленные задачи усиления влияния властей республики, увеличения добычи и переработки нефрита, изготовления и реализации на территории Бурятии ювелирных и сувенирных изделий не выполнены. В рамках законодательной инициативы нефрит попытались перевести в общераспространенные полезные ископаемые, чтобы установить над ним контроль министерства природных ресурсов Бурятии. Затем попытались, приравнять его к драгоценным камням для введения уголовной ответственности за его незаконный оборот.

В 2012 г. началась декриминализация нефритовой отрасли федеральными структурами. Одновременно в судебном порядке была ликвидирована семейно-родовая эвенкийская община «Дылача», с 1994 г. законно добывшая на Кавоктинском месторождении (участки Прозрачный и Медвежий) по лицензии УДЭ 00153 ТЭ 3357,4 т нефрита-сырца, в том числе 1065,9 т сортового нефрита.

Правоохранительные органы для пресечения нелегальной добычи организовали рейды и контрольно-пропускные пункты. Активизировалась выдача лицензий на перспективные участки по конкурсу. В результате проведенных мероприятий число преступлений, связанных с нефритом, снизилось за 4 года на 95%. В 2013-2015 гг. Управление Росприроднадзора по Бурятии возбудило в отношении физических лиц по фактам самовольной добычи нефрита 138 административных дел, наложило штрафов на 285 тысяч рублей, обратило в собственность государства 33140 кг незаконно добытого камня. Фактически незаконная добыча существенно больше.

Выдача экспортных лицензий на нефрит Мипромторгом России стала согласовываться Росприроднадзором. В Управлении Росприроднадзора по Республике Бурятия приказом № 12 от 20 марта 2009 г. создана Комиссия по принятию решений о выдаче лицензий на экспорт (решений о возможности экспорта) коллекционных материалов по минералогии и палеонтологии, полудрагоценных камней и изделий из них, информации о недрах по районам и месторождениям топливноэнергетического сырья, расположенным на территории Российской Федерации, и в пределах континентального шельфа и морской зоны Российской Федерации.

Приказом Федеральной таможенной службы от 14 июня 2012 г. № 1164 "О компетенции таможенных органов по совершению таможенных операций, связанных с принятием таможенных деклараций и выпуском отдельных категорий товаров, вывозимых с таможенной территории Таможенного союза и помещаемых под таможенную процедуру экспорта" единственным уполномоченным постом в России на проведение таможенных операций по декларированию нефрита определен Улан-Удэнский таможенный пост Бурятской таможни, через который в 2014 г. было экспортировано 254,6 т нефрита-сырца, в 2015 г. – 253,9 т.

В настоящее время в Бурятии добыча нефрита ведется на 9 месторождениях (табл. 1). За последние 25 лет добыча нефрита выросла более, чем в 10 раз [3], что связано с благоприятной ценовой политикой. В 2006 г. добыто 750,7 т нефрита-сырца, из него 229,2 т нефрита сортового, 2008 г. – 930/272, 2010 г. – 1054,3/324,9, 2012 г. – 1591/465,8, 2014 г. – 1068/390, 2015 г. – 1630,99/460,7, 2016 г. – 1146,42/309,997. В последнее время добыча снижается из-за реализации нефрита ликвидированной общины «Дылача» и недостаточного погашения добычи новыми запасами.

Месторождение	Компания	№ лицензии, даты	Добыча в т,			
_		действия	сырца/сортового			
			2014 г.	2015 г.	2016 г.	
Окинский район						
Оспинское (жилы № 7, № 32)	ОАО «Байкал-	УДЭ 12871 ТЭ	396,9/	220,0/130,3	200,0 /91,2	
	кварцсамоцветы»	3797, 30.11.2004 -	254,8, в			
		01.01.2024	т. ч. 79,0			
			ювелир-			
			ного			
Горлыкгольское (жилы № 10,	ООО Геологическое	УДЭ 00770 TP	328,88/	108,0/ 12,02	112,0 /12,39	
36, 37)	предприятие «Си-	770 (08.06.2002 -	36,94			
	бирьгеология»	13.06.2017)				
Закаменский район		1				
Харгантинское	ООО Производствен-	УДЭ 00663 TP	60,0	-	-	
	но-технологическое	663 (15.03.2001 -	/6,0			
	предприятие «Каскад»	01.03.2021)*				
Хамархудинское	ЗАО «МС Холдинг»	УДЭ 15011 ТЭ	-	290,63/ 16,64	160,85 /59,34	
		(29.09.2010 -				
		28.09.2025)				
Баунтовский эвенкийский район	[					
Кавоктинское	ООО «Забайкальское	УДЭ 15831 ТЭ	385,8	807,8 /150,3	441,1 /89,35	
	горнорудное предпри-	(29.12.2014 –	/57,2			
	ятие»	31.12.2034)				
Хайтинское	Улан-Удэнская мест-	УДЭ 14006 ТЭ	45,39	51,4 /14,5	51,48 /14,50	
	ная религиозная орга-	4932 (29.03.2007	/13,40			
	низация – буддийская	- 20.03.2027)				
	община «Дхарма»					
Муйский район						
Голюбинское	ООО «Голюбэ»	УДЭ 13974 ТЭ	119,8	112,3 /31,1	109,28 /30,27	
		4900 (05.03.2007	/33,2			
		- 26.03.2021)				
Нижне-Олломинское	ООО «Аллами»	УДЭ 15012 TP	55,75	8,57 /1,89	41,53 /8,787	
		(30.09.2010 -	/12,54			
		28.09.2035)				
Сергеевская залежь	ООО «Самоцветы»	УДЭ 01589 ТЭ	20,25	28,7 / 3,95	30,18 /4,16	
		(21.02.2014 -	/2,79			
		21.02.2020)				

n		1		г
HECHIVATUNVEMLIE	местопожления	иетрита і	ия теппитопии	Буратии
J KOIDI V aT HD V CMBIC	месторождения	newpring	na reppinopin	DYDNINN
5 15	1 / 1	11		21

Примечание: \* – лицензия отозвана.

В настоящее время подготавливаются к эксплуатации месторождения: Воймаканское светлого нефрита – ЗАО «МС Холдинг», УДЭ 15010 ТР, в 2014 г. показана добыча 0,5 т, в 2015 г. – 3,59; участок Привальный (Парамское месторождение зеленого нефрита) – ООО «Забайкалгеопром», УДЭ 01637 ТР (оба – Муйский район); жилы Новая (С<sub>1</sub> – 71,34 т, 7,42 т сортового, С<sub>2</sub> – 57,25 т, 5,66 сортового), Гигант (С<sub>1</sub> – 434,88 т, 128,7 т сортового), № 8 (С<sub>2</sub> – 155,47 т, 21,856 сортового) Горлыкгольского месторождения зеленого нефрита – ООО Геологическое предприятие «Сибирьгеология», УДЭ 01690 ТЭ (Окинский район).

Геолого-поисковые и геологоразведочные работы проводятся на участках Окинский площадью 116,1 км<sup>2</sup> с прогнозными ресурсами зеленого нефрита P<sub>1</sub> – 9,6 т, P<sub>3</sub> – 1381 т (в т. ч. 193 т россыпного) – ООО «Русская нефритовая компания», УДЭ 15423 ТР, 16.10.2012 (Окинский район); Баунтовский 1-2 площадью 1906,06 км<sup>2</sup> с прогнозными ресурсами светлого нефрита P<sub>1</sub> – 183,1 т, P<sub>3</sub> – 1991 т (в т. ч. 56 т россыпного) – ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», УДЭ 15635 ТР (Баунтовский эвенкийский район).

Выдача лицензий на участки с нефритом с 2011 г. производится только по результатам конкурса. Тогда лицензии, оформленные по результатам 9 аукционов, были аннулированы из-за неоплаты остатка разового платежа: суммарный разовый платеж был 1,74 млн рублей, а разовый платёж по итогам аукционов – 58120,755 млн рублей. Фактически произошел спекулятивный срыв аукционов, за который действующим законодательством ответственность не предусмотрена.

6 ноября 2015 г. в конкурсе на участок Окинский-2 (Окинский район) площадью 154,42 кв. км победило ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», получив лицензию УДЭ 15964 ТР. В пределы площади вошли месторождения зеленого нефрита (с запада на восток): Оспинское (жилы  $N \ge N \ge 6$ , 8, 11a, 21, запасы по  $C_1 - 979,6$  т, 358,7 т сортового,  $C_2 - 266,1$  т, 86,6 сортового, в т. ч. 13,2 ювелирного, забалансовые – 71,5 т, 57,5 сортового, в т. ч. 40,1 ювелирного), Горлыкгольское (жила  $N \ge N \ge 5$ , 39, запасы по  $C_1 - 2661,58$  т, 492,82 т сортового,  $C_2 - 2492,31$  т, 738,28 сортового), Поле чудес (по  $C_2$ 171,0, 54,0 сортового), россыпь руч. Хуша-Гол (97,0, 35,0), Арахушанжалгинское месторождение (903,1, 329,9). Итого запасы по категориям  $C_1 - 1819,1$  т,  $C_2 - 3576,1$  т, забалансовые – 71,5 т нефритасырца, поделочного по категориям  $C_1 - 600,9$  т,  $C_2 - 1189,5$  т сортового, забалансовые – 57,3 т, прогнозные ресурсы нефрита по категории  $P_3$  2140 т.

25 декабря 2015 г. состоялись 3 конкурса. Лицензию на Хохюртовскую площадь зеленого нефрита размером в 120,0 кв. км и прогнозными ресурсами по категории  $P_1$  20,4 т в Закаменском районе получиЛо ООО "Инвест Плюс Гео". Улан-Ходинское месторождение зеленого нефрита в Окинском районе площадью 16,65 кв. км с балансовыми запасами категории  $C_2$ : нефрит-сырец – 61,4 т, нефрит сортовой 15 т, категории  $C_2$ , не учитываемых ГБЗ РФ и ТБЗ РБ: нефрит-сырец – 396,8 т, нефрит сортовой 88,6 т, прогнозные ресурсы по  $P_2$  – 80 т, досталось ООО «Сила Сибири». Хуша-гольский участок зеленого нефрита площадью 0,34 кв. км также в Окинском районе с прогнозными ресурсами по категории  $P_1$  242 т достался ООО "ГеоСпецСтрой".

Ряд нефритоносных площадей был включен Федеральным агентством по недропользованию в Перечень участков недр, предлагаемых для предоставления в пользование на 2014 г. По зеленому нефриту конкурсы проведены или назначены: Привальный, Хохюртовская площадь, Улан-Ходинское месторождение, Хуша-гольский участок. Но светлому нефриту конкурсы или аукционы не объявлялись, хотя они планировались на 4 квартал 2014 г. В Баунтовском эвенкийском районе находятся участки Укшум площадью 297,0 кв. км с прогнозными ресурсами по категории Р<sub>3</sub> 101 т; Заячий 94,9 кв. км, 70 т; Кривая 231,9 кв. км, 90 т. Участок Богунда площадью 363,0 кв. км и прогнозными ресурсами по категории Р<sub>3</sub> 290 т находится на стыке Баунтовского эвенкийского, Баргузинского, Курумканского районов.

В нераспределенном фонде в Окинском районе остается Зун-Оспинское месторождение: по C<sub>2</sub> 10,1 т, нефрита-сырца, 1,0 сортового. В Тункинском районе находятся два месторождения зеленого нефрита: Болдокитское (388,2, 74,1) и Хангарульское (410,0, 81,9), чья эксплуатация невозможна, поскольку они находятся на территории Тункинского национального парка.

Большие надежды возлагались на Приказ Министерства природных ресурсов Российской Федерации от 15.03.2005 г. № 61 «Об утверждении Порядка рассмотрения заявок на получение права пользования недрами для геологического изучения недр (за исключением недр на участках недр федерального значения)». Он введен в законную силу Приказом Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации от 27.01.2014 г. № 37. Но ни одной лицензии на геологическое изучение нефрита за счет собственных средств по Бурятии не выдано, хотя поступили 32 заявки.

Этот порядок отменен приказом Минприроды России от 10.11.2016 № 583, утвердившим новый Порядок рассмотрения заявок на получение права пользования недрами для геологического изучения недр (за исключением недр на участках недр федерального значения). Новое Положение содержит пункт 1.18, в соответствии с которым «Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации ежегодно не позднее 1 декабря текущего года на основании предложений Федерального агентства по недропользованию утверждает перечень полезных ископаемых и (или) территорий, в отношении которых в следующем календарном году не допускается подача заявок на право пользование участком недр...». Приказ Минприроды № 720 от 30.12.2016 г. включил в перечень на 2017 г. нефрит по территории всей Российской Федерации. Таким образом, возможность получения лицензии на геологическое изучение на нефрит официально исключена.

Помимо лицензирования и эксплуатации месторождений нефрита необходимо отметить усилия по развитию переработки нефрита. Продолжается развитие камнерезного производства, основанное на опыте еще советских времен, на базе ОАО «Байкалкварцсамоцветы» в с. Смоленщина Иркутской области.

ООО «Торговый дом «Ориентал Вэй» открыло фабрику по переработке нефрита, добываемого ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», в г. Улан-Удэ. На этой фабрике наряду с российскими мастерами работают резчики из Китая, обучающие местную молодежь. В 2015 г. фабрика обработала 122 т нефрита, в 2016 г. – уже 256 т.

Иркутский мастер Н.А. Бакут занимается резьбой по камню с 2000 г., в 2005 г. организовала «Творческую мастерскую Натальи Бакут». Интересные изделия выпускают скульпторы Аркадий и Наталия Лодяновы также из Иркутска.

Постоянно растут налоговые отчисления предприятий. В 2014 г. только АО «ЗГРП» уплатило в федеральный бюджет 8,8 млн рублей, Бурятии – 34,1, Иркутской области – 1,6. 2015 г. – 20,9, 104,8,

2,4. За девять месяцев 2016 г. – 64,6, 24,8, 1,2 соответственно. В 2014 г. численность сотрудников ЗГРП в «добычной» сезон составляла 154 человека, в 2015 г. – 181, в 2016 г. – 171, 90% из них – жители Баунтовского эвенкийского района. ЗГРП заключило соглашение о социально-экономическом развитии Баунтовского эвенкийского района и за 3 года безвозмездно профинансировало мероприятия по нему на сумму 25,7 млн рублей. Адресную материальную поддержку получили более 150 жителей района на сумму 2,5 млн рублей.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых» предложило следующие основные мероприятия, обеспечивающие экономически выгодное освоение и воспроизводство запасов нефрита [1]:

- лицензирование в первую очередь наиболее дорогостоящих объектов нефрита с балансовыми запасами, учитываемыми в нераспределенном фонде недр (с учетом их частичной незаконной разработки);

- поиски новых нефритоносных провинций, районов, полей и месторождений, перспективных для постановки работ с целью геологического изучения и последующей разведки и добычи.

На наш взгляд, необходимо провести лицензирование максимального числа перспективных на нефрит участков. Государство должно перенести бремя их охраны от «черных копателей» на плечи добросовестных недропользователей. С другой стороны, должны укрепляться контроль государства над оборотом нефрита, пресечение контрабанды. С 2015 г. за контрабанду нефрита вынесено два приговора.

Необходимо развивать маркетинг внутреннего потребления нефрита: украшений, резных изделий, облицовочной плитки, медицинских изделий (массажеры, пояса). Некондиционный нефрит можно использовать в качестве камней для охлаждения напитков (вместо кубиков льда), банного камня, сырья для каменного литья и пролонгированного удобрения, особенно для территорий с недостатком кальция и магния из-за преобладающего развития гранитов, таких, как Бурятия.

Только применение целого комплекса мер может обеспечить декриминализацию нефритовой отрасли, повышение налоговых поступлений и числа рабочих мест.

1. Минерально-сырьевая база высоколиквидных видов цветных камней: перспективы освоения и развития / Е. М. Аксенов [и др.] // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2014. № 5. С. 16-23.

2. Таханова С. С., Шаралдаева И. А. Вопросы управления развитием минерально-сырьевой базы нефритовой отрасли Республики Бурятия // Вестник ВСГУТУ. 2016. № 5. С. 141-148.

3. Юргенсон Г. А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 390 с.

*Кислов Евгений Владимирович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, доцент, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, доцент Бурятского госуниверситета, Улан-Удэ

# Рудоносные ультрамафит-мафитовые комплексы в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории

© <u>Е. В. Кислов<sup>1, 2</sup></u>, М. В. Слипенчук<sup>3</sup> <sup>1</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru <sup>2</sup> Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия <sup>3</sup> Московский государственный университет, Москва, Россия, slip@metropol.ru

В северной части Центральной экологической зоны Байкальской природной территории (ЦЭЗ БПТ), в пределах Северо-Байкальского района Республики Бурятия, широко развиты ультрамафит-мафитовые массивы с разнообразным высоколиквидным и остродефицитным оруденением: медно-никелевым, платинометальным, титаномагнетитовым, хромитовым. Но в настоящее время в пределах ЦЭЗ БПТ запрещены добыча металлических руд, разведка и разработка новых месторождений, ранее не затронутых эксплуатационными работами. Ультрамафит-мафитовые комплексы Северного Прибайкалья, находящиеся в ЦЭЗ БПТ, за исключением Йоко-Довыренского массива на ее границе, не представляют интереса для горнорудной промышленности, но могут быть использованы в целях туризма и рекреации.

Ключевые слова: ультрамафит-мафитовые массивы, Центральная экологическая зона Байкальской природной территории.

## Ore-bearing Mafite-ultramafite Complexes at the Central Ecological Area of the Baikal Natural Territory

<u>E. V. Kislov</u><sup>1, 2</sup>, M. V. Slipenchuk<sup>3</sup> <sup>1</sup> Geological Institute, Siberian Branch, Russian Science Academy, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru <sup>2</sup> Buryat State University, Ulan-Ude, Russia <sup>3</sup> Moscow State University, Moscow, Russia, slip@metropol.ru

The mafite-ultramafite massifs with various highly profitable and extremely scarce mineralization (Ni-Cu, PGE, Ti-Fe, Cr) are widely developed in a northern part of the Central Ecological Area of the Baikal Natural Territory within the North Baikal district of the Republic of Buryatia. But extraction of metal ores, investigation and development of the new deposits which are earlier not affected by operational works are forbidden now within this Area. The mafite-ultramafite complexes of North Baikal region which are in Area except for the Yoko-Dovyrensky massif on her border, aren't of interest to ore mining industry, but can be used for tourism and a recreation.

Keywords: mafite-ultramafite massifs, Central Ecological Area of the Baikal Natural Territory.

В северной части Центральной экологической зоны Байкальской природной территории (ЦЭЗ БПТ), в пределах Северо-Байкальского района Республики Бурятия, широко развиты ультрамафитмафитовые массивы с разнообразным высоколиквидным и остродефицитным оруденением: медноникелевым (Йоко-Довыренский, Авкитский, Гасан-Дякитский и Нюрундуканский), платинометальным (Йоко-Довыренский), титаномагнетитовым (Слюдянский, Курлинский, Бираканский, Бирамьинский, Холоднинский), хромитовым (Кивельевский). Но в настоящее время в пределах ЦЭЗ БПТ запрещены добыча металлических руд, разведка и разработка новых месторождений, ранее не затронутых эксплуатационными работами [8]. Насколько эти ограничения сказываются на социальноэкономическом развитии Северо-Байкальского района, оказавшегося в деперссивном состоянии после окончания строительства Байкало-Амурской магистрали?

**Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив** (Байкальское месторождение) возраста ~728 млн лет [1] в 60 км к северу от оз. Байкал. Линзовидное тело размером 26×3,5 км субсогласно залегает в карбонатно-терригенных отложениях. Краевая зона и апофизы сложены плагиолерцолитами. Выше зоны: ультрамафитовая; ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливиновых габбро; массивных оливиновых габбро; оливиновых габброноритов. Габбронориты секут подошву и кровлю [5]. Из целого ряда рудопроявлений остановимся на двух, имеющих наибольшее значение.

ЭПГ-содержащее Cu-Ni оруденение приурочено к плагиолерцолитам. Вкрапленные руды в плагиоперидотитах прослеживаются согласно простиранию до 1700 м при мощности до 80 м. Массивное оруденение – жилообразные тела внутри ареалов сульфидной вкрапленности. Pd резко преобладает (до 1,50 г/т) над Pt (до 0,27 г/т). Максимальные содержания ЭПГ и Au (до 0,66 г/т) установлены в жильных рудах. В последних обнаружены сперрилит, геверсит, садбериит, мертиит I, налдретит, электрум, в маухерите отмечено 0,08-0,19 мас. % Pd [9]. Прогнозные ресурсы: Ni – 147 тыс. т, Cu – 51,01 тыс. т, Co – 9,47 тыс. т.

Горизонт малосульфидного оруденения ЭПГ приурочен к шлиро-, жилообразным телам такситовых лейкогаббро, анортозитов, габбро-пегматитов на границе расслоенной троктолитплагиодунитовой и оливингаббровой зон. Тела при мощности до 1 м протягиваются согласно расслоенности до 10-20 м, образуя прерывистый горизонт. Концентрации Pt до 4,1, Pd 7,8 г/т, Cu 0,71, Ni 0,43, S 1,60%. Pt чаще преобладает над Pd с отношением Pt/Pd до 2,93. Au распределено крайне неоднородно с содержанием до 3,34 г/т. Обнаружено 16 минералов ЭПГ, 6 минералов Au и Ag, преобладают мончеит, потарит и тетраферроплатина; содержания Pd в пентландите до 360 г/т [7]. Другие проявления малосульфидного оруденения отмечаются выше и ниже по разрезу.

Авкитский массив обнаружен на юго-западном фланге Холоднинского Pb-Zn месторождения на водоразделе рек Холодная и Тыя. Удлиненно-линзовидное тело длиной 1400 м вскрыто скважинами. Ширина, по геофизическим данным, не превышает 400 м. Ультрабазиты залегают согласно с вмещающей толщей, дуниты и перидотиты обычно метаморфизованны до антигоритовых и лизардитантигоритовых серпентинитов, актинолит-хлоритовых, серпентин-тремолит-карбонатных пород. Сульфидное оруденение встречено в лежачем эндоконтакте в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Линейная зона вкрапленного и прожилкововкрапленного сульфидного оруденения мощностью около 15 м имеет постепенные переходы в безрудные метагипербазиты.

**Чайский дунит-перидотит-габброноритовый массив** расположен в 90 км северо-восточнее оз. Байкал [10]. Это юго-западная часть Безымянного плутона, отделенная правосторонним сдвигом. Чайский массив размером  $1,5 \times 5,0$  км на водоразделе Чая – Огиендо. Возраст  $627\pm25$  млн лет [11]. Авторские запасы Ni – 260 тыс. т, Cu – 86 тыс. т, Co – 10,7 тыс. т при средних содержаниях 0,55, 0,18 и 0,023 мас. %. Прогнозные ресурсы Ni – 800 тыс. т, Cu – 270 тыс. т, Co – 33 тыс. т. Серпентинизированные дуниты окружены плагиоперидотитами как с постепенными переходами, так и рвущими контактами. Вторую фазу слагают безоливиновые габбронориты и роговообманковые габбро. Их многочисленные жилообразные тела в ультрамафитах сопровождаются оторочками контактовореакционных пироксенитов, несущими большую часть Cu-Ni оруденения. Оруденение сосредоточено в осевой части ультрамафитов, прослеживается в субширотном направлении на 900-950 м при средней мощности 100 м и сечет внутреннюю структуру интрузива. Мощность рудных тел до 15-20 м, простирание до 400 м. Средние содержания: Ni – 1,28, Co - 0,05, Cu – 0,38 мас. %. В массивных рудах Pt до 0,55, Pd – 0,2 г/т. Массив не входит в ЦЭЗ БПТ.

**Гасан-Дякитский массив** напоминает Чайский, расположен юго-западнее него в верховьях одноименной реки в 40 км к северо-востоку от оз. Байкал. Интрузив линзовидной формы площадью 27 км<sup>2</sup> вытянут в северо-восточном направлении. Дуниты, перидотиты, пироксениты слагают ряд мелких линзовидных или неправильной формы тел. Троктолиты и оливиновые габбро отмечаются совместно с ультрамафитами. Основную часть массива слагают оливиновые и безоливиновые габбронориты, на их контакте с ультрабазитами отмечаются реакционные пироксениты [10]. Богатые вкрапленные и сплошные руды отмечены в слабо метаморфизованных габброноритах.

**Нюрундуканский массив** расположен в 10 км к северо-востоку от оз. Байкал на водоразделе Нюрундукана и Кичеры. Площадь 85 км<sup>2</sup>. Гипербазиты тяготеют к северо-восточному флангу. Выделены три фазы внедрения: дифференцированная серия от плагиодунитов до оливиновых габбро, безоливиновые габброиды и мелкозернистые офитовые габбро [10]. Си-Ni минерализация приурочена к ультраосновным породам, особенно к зонах трещинноватости и развития пегматоидных жильных габбро. В. П. Бушуев отметил синегенетические вкрапленные руды в гипербазитах и эпигенетические зоны вкрапленных руд в габброноритах и оливиновых габбро.

Слюдинский массив расположен на северо-западном побережье оз. Байкал, между р. Слюдянка и оз. Слюдинским и представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении линзовидное тело протяженностью 9-10 км при максимальной ширине не более 2,5 км. Возраст 618 ± 61 млн лет [6]. В строении Слюдинского плутона принимают участие две группы пород [10]: а) магнезиальная, представленная оливиновыми габброноритами разной меланократовости и троктолитами с характерными друзитовыми оторочками на контакте оливина и плагиоклаза; б) титанистая, представленная безоливиновыми габброноритами и пегматоидными габбро с повышенным содержанием магнетита и ильменита. Крупнозернистые и пегматоидные габбро в наибольшей степени обогащены рудными минералами (магнетитом и ильменитом), количество которых варьирует от первых процентов объема до рудных концентраций. Сидеронитовые и массивные титаномагнетитовые руды образуют единое рудное тело вблизи северо-западного контакта длиною 600 м при видимой средней мощности 27 м. Вкрапленные руды образуют рудные зоны № 1 длиной 1400 м при мощности 60-250 м и № 2 – соответственно 1500 и 80 м. Остальные титаноносные массивы района небольшие, массивные титаномагнетитовые руды в них не зафиксированы.

Кивельевский массив размешается на западном побережье оз. Байкал на водоразделе озера и р. Горемыка. Его размеры составляют примерно 6×2,5 км, он вытянут в северо-восточном направлении [2; 3]. В центральной части интрузива выделяется блок ультраосновных пород размером 1,2×2,5 км.

Хромитовые руды приурочены к гарцбургитам и дунитам, подразделяются по текстурным признакам на полосчатые и массивные, по характеру распределения рудного компонента – на вкрапленные, густовкрапленные и массивные. По химическому составу хромитовые руды характеризуются низким содержанием  $Cr_2O_3$  (6,9-19,0%) и заметно повышенным  $A1_2O_3$  (11,6-22,5%) и Fe, причем FeO (11,7-13,85) преобладает над Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,6-7,5%).

Обсуждение. Изложенные материалы показывают, что наибольший интерес представляет Йоко-Довыренский массив. Роснедра планировали проведение аукциона на право геологического изучения (поиски, разведка) и добычу на Довыренской площади на IV квартал 2007 г., но отменили его в связи с прохождением по массиву границы ЦЭЗ БПТ. Тем не менее, наиболее богатые, до массивных, медно-никелевые руды развиты на северо-восточном фланге интрузива в бассейне р. Лена. В 30 км северо-восточнее находится наиболее разведанное в районе Чайское медно-никелевое месторождение, а между ними – большое число слабоизученных небольшие, в том числе дайкоподобных тел с сульфидной минерализацией. Ранее они считались бесперспективными из-за небольшого объема интрузивных тел. Но сейчас показано, что зачастую богатые Cu-Ni руды формируют рудные тела в небольших интрузивах, подводящих каналах вследствие перепадов скорости течения магмы и коровой контаминации. По отдельности эти рудные объекты провинции не имеют большого промышленного значения. Но расстояние 30 км не является препятствием для работы горно-металлургического комбината.

Слюдянский массив находится в популярной рекреационной местности [4] вблизи берега озера Байкал. Более перспективно оформление его в качестве памятника природы. Наряду с магматической расслоенностью и титаномагнетитовыми рудами познавательный интерес представляют жилы гранитных пегматитов с крупным мусковитом (Богучанское месторождение) и свидетельства его отработки с конца XIX века до 1930-х годов, в том числе заключенными ГУЛАГа.

Авкитский интрузив имеет смысл рассматривать лишь в качестве попутного объекта при возможной отработке Холоднинского свинцово-цинкового месторождения. Гасан-Дякитский, Нюрундуканский и Кивельевсий массивы на данный момент не представляют практического интереса: масштаб оруденения незначительный, качество невысоко, нахождение вблизи с берегом оз. Байкал или крупными водотоками его бассейна однозначно не позволяют рассматривать их в качестве привлекательных для горнорудной промышленности объектов.

Таким образом, ультрамафит-мафитовые комплексы Северного Прибайкалья, находящиеся в ЦЭЗ БПТ, за исключением Йоко-Довыренского массива на ее границе, не представляют интереса для горнорудной промышленности, но могут быть использованы в целях туризма и рекреации.

Работа поддержана Российским научным фондом, грант № 16-17-10129, в части геологии и полезных ископаемых, и Российским фондом фундаментальных исследований, грант № 16-05-01045, в части природопользования

1. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) / А. А. Арискин [и др.] // Геохимия. 2013. № 11. С. 955-972.

2. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области / П. А. Балыкин, Г. В. Поляков, В. И. Богнибов, Т. Е. Петрова. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

3. Гурулев С. А., Конников Э. Г., Трунева М. Ф. Хромитовое оруденение в полевошпатовых гипербазитах Северного Прибайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. С 50-55.

4. Зенгина Т. Ю., Слипенчук М. В. Оптимизация рекреационной деятельности на малых озерах в Центральной Экологической Зоне озера Байкал (на примере Северобайкальского района Республики Бурятия) // Наука, образование и духовность в контексте концепции устойчивого развития: материалы всерос. науч.практ. конф. (24-25 ноября 2016 г.). Т. 2. Ухта: Изд-во УГТУ, 2017. С. 146-151.

5. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

6. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья / В. А. Макрыгина, [и др.] // Доклады АН. 1993. Т. 332, №4. С. 486-490.

7. Благороднометальная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) / Д. А. Орсоев, Н. С. Рудашевский, Ю. Л. Крецер, Э. Г. Конников // Доклады АН. 2003. Т. 390, № 2. С. 233-237.

8. Перечень видов деятельности, запрещенных в центральной экологической зоне Байкальской природной территории. Постановление Правительства РФ от 30.08.2001 № 643.

9. Палладиево-платиновая минерализация в жильных Cu-Ni рудах Йоко-Довыренского расслоенного массива / Н. С. Рудашевский [и др.] // Доклады АН. 2003. Т. 391, № 4. С. 519-522.

10. Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

11. Amelin Y. V., Ritsk E. Y., Neymark L. A. Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth and Planetary Science Letters. – 1997. – T. 148,  $N_{2}$ . 1. – C. 299-316.

*Кислов Евгений Владимирович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, доцент, заведующий лабораторией Геологического института СО РАН, доцент Бурятского госуниверситета, Улан-Удэ

## Оценка роли ассимиляции ультраосновными расплавами, вмещающих пород при образовании Ni-Cu-ЭПГ руд в массивах Восточного Саяна

© <u>Т. Б. Колотилина</u><sup>1, 2</sup>, А. С. Мехоношин<sup>1, 2</sup>, С. В. Высоцкий<sup>3</sup> <sup>1</sup>ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия, tak@igc.irk.ru <sup>2</sup>ИрНИТУ, Иркутск, Россия <sup>3</sup>ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, Россия

Полученные данные по изотопам серы свидетельствуют о едином хорошо гомогенезированном магматическом источнике и близких физико-химических условиях отложения всех типов руд, и не указывают на интенсивную ассимиляцию серы из вмещающих пород

Ключевые слова: изотопы серы, Ni-Cu-PGE месторождения, Восточный Саян

### Evaluation of the Role of Assimilation for Ni-Cu-PGE ORE Formation in the Massifs of East Sayan Region

<u>T. B. Kolotilina</u><sup>1, 2</sup>, A. S. Mekhonoshin<sup>1, 2</sup>, S. V. Vysotskii <sup>3</sup> <sup>1</sup>IGC SB RAS, Irkutsk, Russia, tak@igc.irk.ru <sup>2</sup>INRTU, Irkutsk, Russia, <sup>3</sup>FEGI FEB RAS, Vladivostok, Russia

Obtained data on sulfur isotopes indicate the common, well homogenized sources, and close physical-chemical depositional conditions of all ore types.

Keywords: Sulfur isotope, Ni-Cu-PGE deposits, East Sayan

Вклад ассимиляции базит-ультрабазитовыми расплавами вмещающих пород в образование Ni-Cu-ЭПГ месторождений рассматривается с двух позиций. С одной стороны существуют модели, предполагающие сатурирование S-недосыщенных магм в результате взаимодействия с серосодержащими породами коры, что может приводить к образованию гигантских магматических рудных месторождений [4]. Яркими примерами для реализации этой модели могут служить ЭПГ-Cu-Ni сульфидные месторождения, связанные с базальт/габбровыми ассоциациями, такие как Дулут (США), Садбери (Канада), Талнахское (Норильск, Россия). С другой стороны, изменение состава магмы в результате контаминации силикатного материала может приводить к сегрегации сульфидного расплава из большого объема магмы, и, в конечном итоге, образованию малосульфидных богатых элементами платиновой группы (ЭПГ) месторождений [8].

В связи с этим одним из ключевых факторов при определении генезиса сульфидных руд является выяснение источника серы – элемента, который в силу своей химической природы экстрагирует из силикатного расплава и связывает многие металлы.

Для решения вопроса о происхождении серы чаще всего используют данные о ее изотопном составе, обычно – соотношении изотопов  ${}^{32}$ S и  ${}^{34}$ S ( $\delta^{34}$ S). Считается, что в том случае, когда изотопный состав серы близок ( $\pm 2$  ‰) к изотопному составу метеоритного троилита ( $\delta^{34}$ S~0 ‰), это указывает на мантийный источник рудного вещества. Аномальные положительные ( $\delta^{34}$ S>>0 ‰) и отрицательные  $(\delta^{34}S \le 0 \%)$  значения изотопных соотношений серы интерпретируют как вовлечение в рудный процесс серы осадочных сульфатов или биогенного сероводорода [1]. Однако, на ряде месторождений было показано влияние на б<sup>34</sup>S метаморфических преобразований [6, 7]; отмечена зависимость содержания легкого изотопа серы от состава минерала сульфида; кроме того, существует гипотеза, что тяжелый изотоп серы может иметь мантийное происхождение [2]. Получается, что значения  $\delta^{34}$ S допускают неоднозначную интерпретацию и требуют дополнительных исследований с использованием новых методов. В последние годы появились сведения относительно явления масс-независимого фракционирования изотопов серы ( $\delta^{33}$ S) и сохранения этой геохимической метки в некоторых докембрийских породах [3,5]. Положительные значения  $\Delta^{33}$ S связываются с формированием сульфида из элементарной серы, а отрицательные значения  $\Delta^{33}$ S в минералах обусловлены процессами сульфатредукции. Обнаружение этой изотопной метки в сульфидных рудах может свидетельствовать о вовлечении в рудный процесс серы из древних осадочных пород и являться независимым критерием для идентификации осадочного источника серы в процессе рудообразования.

В изученных образцах сульфидов из густовкрапленных и вкрапленных руд массивов центральной части Восточного Саяна (табл., анализы 1-4 и 5-7, соответственно) изотопный состав серы  $\delta^{34}$ S изменяется от -4 до +4 ‰, причем для пиритов из вмещающих гнейсов (табл., анализ 8) получены значения – 6,4 ‰. Величина значения  $\Delta^{33}$ S варьирует в небольшом диапазоне от -0,05 до 0,02 ‰ и согласу-

ется с мантийным источником серы. Это согласуется с ранее сделанными выводами, что полученные данные по изотопам серы свидетельствуют о едином хорошо гомогенезированном магматическом источнике и близких физико-химических условиях отложения всех типов руд, и не указывают на интенсивную ассимиляцию серы из вмещающих пород.

На фракционирование изотопов серы, возможно, оказали влияние процессы регионального метаморфизма, которым были подвергнуты совместно с вмещающими породами изученные массивы.

	5479-4	5479-4Б	4098-12	1-08	ОГ-39	9385	89448	14147A
	1	2	3	4	5	6	7	8
$\delta^{34}S$	-3.99	-2.92	1.94	1.08	4.44	2.55	1.45	-6.42
(SD)	-0.35	-0.12	-0.2	-0.08	-0.12	-0.21	-0.21	-0.33
$\delta^{33}S$	-2.06	-1.55	0.96	0.49	2.3	1.29	0.77	-3.34
(SD)	-0.19	-0.1	-0.16	-0.06	-0.06	-0.08	-0.08	-0.13
$\Delta^{33}$ S	0	-0.05	-0.04	-0.06	0.008	-0.02	0.02	-0.03
(SD)	-0.04	-0.03	-0.05	-0.02	-0.03	-0.03	-0.03	-0.04

Изотопный состав серы (‰)

Примечание: 1-7 – сульфиды из вкрапленных руд из ультрабазитов, 8 – пирит из гнейсов вмещающих пород

Как было показано В. А. и Л. Н. Гриненко [1], изменение изотопного состава серы при метаморфизме высоких степеней обусловлено реакциями, протекающими при взаимодействии соединений серы с летучими компонентами и, в частности, с  $H_2O$  и  $CO_2$ . Такое взаимодействие приводит к удалению из породы серы, которая обогащается изотопом <sup>34</sup>S, и остающаяся сера обогащается легким изотопом <sup>32</sup>S, что сдвигает изотопный состав в отрицательные значения  $\delta^{34}S$ . Подобная ситуация отмечается и на месторождении Джинчуань [6, 7].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке интеграционного проекта № II.2П/IX.130-5, грантов РФФИ № 15-05-08843 и 17-05-00469.

1. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. Наука: М., 1974. 274 с.

2. Криволуцкая Н. А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // ДАН. 2014. Т. 454, № 3. С. 319–321.

3. Bekker A., Grokhovskaya T. L, Hiebert R., Sharkov E. V., Bui T. H., Stadnek K. R., Chashchin V. V., Wing B. A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk igneous complex, Kola Peninsula, Russia // Mineral. Deposita. 2016. Vol. 51. P. 1035–1053.

4. Keays R. R. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore-deposits // Lithos. 1995. Vol. 34, N 1-3. P. 1-18.

5. Pavlov A. A., Kasting J.F. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere // Astrobiology. 2002. V. 2, № 1. P. 27–41.

6. Ripley E. M., Li C. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 635–641.

7. Ripley E. M., Sarkar A., Li C. Mineralogic and stable isotope studies of hydrothermal alteration at the Jinchuan Ni-Cu deposit, China // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1349-1361.

8. Seat Z., Beresford S. W., Grguric B.A., Gee M.A.M., Grassineau N.V. Reevaluation of the role of external sulfur addition in the genesis of Ni-Cu-PGE deposits: evidence from the Nebo-Babel Ni-Cu-PGE deposit, West Musgrave, Western Australia // Econ. Geol. 2009. V. 104. P. 521–538.

*Колотилина Татьяна Борисовна*, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, старший научный сотрудник ИГХ СО РАН, Иркутск

Таблица

# Компьютерная томография как инструмент исследований платинометальных анортозитов Йоко-Довыренского расслоенного массива

© <u>Д. В. Корост<sup>1</sup></u>, А. А. Арискин<sup>1, 2</sup>, И. В. Пшеницын<sup>1</sup>, В. О. Япаскурт<sup>1</sup>, С. Н. Соболев<sup>1</sup>,

*А. Н. Хомяк*<sup>1</sup>, *К. М. Рязанцев*<sup>2</sup> <sup>1</sup>МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru

<sup>2</sup> ГЕОХИ РАН, Москва, Россия

Представлена методология применения методов рентгеновской компьютерной томографии (КТ) при исследованиях ЭПГ-минерализованного анортозита из Йоко-Довыренского расслоенного массива. Этот подход сочетает анализ микроизображений относительно низкого разрешения с методами обработки данных, полученных при высоком разрешении (1-3 µm) для образцов масштаба 0.1-1 мм. Впервые получены количественные характеристики объемного распределения по размеру, формы и структурных соотношений зерен МПГ из Главного рифа, а также распределения благороднометальных фаз в пределах анортозита. Показано, что подавляющее большинство зерен МПГ ассоциируют с сульфидами, заполняющими интеркумулусное пространство в анортозитовом материале, часто обнаружены на краях сульфидных интерстиций. Для демонстрации приводятся два примера – относительно крупное зерно мончеита (размером ~35-µm) и срастание электрума (~120 µm) с кубанитом, обнаруженные в результате КТ-исследований.

Ключевые слова: Йоко-Довыренский интрузив, Главный ЭПГ-риф, рентгеновская компьютерная томография

# Computer Tomography as a Tool to Study PGE-rich Anorthosites from the Yoko-Dovyren Layered Massif

<u>D. V. Korost</u><sup>1</sup>, A. A. Ariskin<sup>1, 2</sup>, I. V. Pshenitsyn<sup>1</sup>, V. O. Yapaskurt<sup>1</sup>, S. N. Sobolev<sup>1</sup>, A. N. Khomyak<sup>1</sup>, K. M. Ryazantsev<sup>2</sup> <sup>1</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru <sup>2</sup>Vernadsky Institute, Moscow, Russia

Methodology of application of 3D X-ray computed tomography (XCT) to PGE-mineralized anorthosite from the Yoko-Dovyren massif is presented. This approach includes a combination of low-resolution imaging with high-resolution XCT techniques, resulting in resolutions of 1-3  $\mu$ m on millimeter- to centimeter-scale samples. Our study first quantifies 3D size, shape and textural relationships of PGMs from the Main Reef, as well as distribution of the precious metal minerals within the anorthosite. It is shown, that the most of the PGMs associate with sulfide grains filling a pore space in the anorthositic material and occurring at the edges of the sulfide interstices. Two demonstration examples include a grain of moncheite (~35- $\mu$ m size) and intergrowth of electrum (~120  $\mu$ m) with cubanite, both found as a result of the XCT-studies.

Keywords: Yoko-Dovyren intrusion, Main PGE-reef, 3D X-ray computed tomography

**Введение.** Рентгеновская компьютерная томография (КТ) представляет важное и относительно новое направление в исследованиях структурных особенностей изверженных пород, включая разные типы хромитовой и сульфидной минерализации, а также генетически связанных рудопроявлений [1-3]. Этот метод основан на просвечивании крупных (сотни см<sup>3</sup>) и мелких (до нескольких мм<sup>3</sup>) образцов рентгеновскими лучами и позволяет визуализировать объемное распределение разноплостных фаз в широком диапазоне разрешения – вплоть до субмикронного уровня. В работе впервые представлены результаты КТ-исследований довыренских анортозитов, включающих малосульфидную и ЭПГ-минерализацию.

Объект и методы исследований. Нами изучен анортозит из крупного (несколько метров) плагиоклазового шлира, представляющего Главный платинометальный риф Йоко-Довыренского массива. Исходный образец имел размеры ~5×6×4.5 см, сложен относительно "свежим" плагиоклазом и включал несколько 5-8-мм прослоев, обогащенных сульфидом. Компьютерная томография проводилась с использованием двух КТ-систем, но в три этапа, обеспечивающих получение данных различной информативности и разрешения. На первом этапе целый образец сканировался на томографе РКТ-180 с целью выявления объемного распределения сульфидизированных прослоев. Этот сканер позволяет провести быструю съемку при разрешении от 100 до 200 мкм (рис. 1, слева). Далее в образце было пробурено два параллельных цилиндра диаметром 10 мм – вкрест "простиранию" сульфидизированных прослоев (рис. 1, центр). Съемка двух этих цилиндров проводилась на микротомографе SkyScan-1172 с разрешением около 3 мкм. В результате обнаружены включения, характеризующиеся экстремально высокой рентгеновской абсорбцией: они идентифицировались как вероятные вкрапления благороднометальных минералов.



Рис. 1. Примеры разномасштабных данных, включающих рентгеноплотностные срезы и 3D модели сульфидной фазы: слева – исходный образец 13DV539-9; в центре – один из двух 10-мм цилиндров, пробуренных вкрест сульфидизированным прослоям; справа – пример 3-мм цилиндра, пробуренного вдоль одного из сульфидных прослоев

Участки скопления наиболее крупных фаз (потенциально МПГ) были намечены для последующих исследований: с этой целью из выбуренных 10-мм цилиндров добирались мини-цилиндры диаметром 3 мм. Бурение проводилось перпендикулярно длинной оси 10-мм цилиндров, примерно по простиранию сульфидизированных прослоев (рис. 1, справа). Съемка этих мини-цилиндров проводилась также на сканере SkyScan-1172, но с максимально возможным разрешением – около 1 мкм. Это позволила уточнить объемную морфологию МПГ и электрума (*см. ниже*), их пространственные соотношения с сульфидной фазой и наметить плоскостные срезы для подготовки аншлифов, которые изучались методами сканирующей электронной микроскопии.

Диагностика благороднометальных фаз проводилась на аншлифах 3-мм цилиндров при помощи СЭМ JSM-6480LV (производства "JEOL", Япония) с использованием энергодисперсионного спектрометр X-Max-N50 ("Oxford Instruments", Великобритания).

Результаты съемки на сканере РКТ-180 позволили выделить два более мощных прослоя (7-8 мм), обогащенных сульфидом (рис. 1, слева). Добор двух 10-мм и шести 3-мм образцов позволил детально опробовать оба участка. Эти образцы использовались для высокоразрешающих съемок. При разрешении около 3 мкм на рентгеноплотностных срезах (Рис. 2) уверенно выделяются три фазы: 1 – вмещающий сульфиды плагиоклаз, 2 – фаза с бо́льшим поглощением, образующая локально связанные конуры (сульфид) и 3 – наиболее высокопоглощающая фаза, представленная редкими включениями размером от 40 до 140 мкм. Ввиду относительно малого линейного размера искомых включений МПГ их выявление проводилось поэтапно.



Рис. 2. Примеры отдельного рентгеноплотностного среза 10-мм образца (539-9-10mm-t1). На увеличенном фрагменте обозначены: 1 – плагиоклаз, 2 – сульфид, 3 – потенциально МПГ

Сначала 10-мм образцы анализировались визуально в программе CTVox – путем выделения наиболее контрастной фазы в объеме. В случае идентификации объектов с крайне высокой абсорбцией массив данных по образцу переходил на стадию цифрового анализа, а из самого образца отбирались 3-мм цилиндры. В результате анализа рентгеноконтрастных фаз в 10-ти и 3-х мм образцах установлено, что плагиоклаз и продукты его изменения составляют 89-99% объема породы. Количество сульфида в прослоях варьирует от 1 до 11%, при этом концентрация потенциальных МПГ не выше 0.02%. Более детальный морфологический и статистический анализ был выполнен для высокоплотной фазы 3 – с акцентом на распределение, количество и линейные размеры. При этом данные для более крупных 10 мм цилиндров более представительны для оценки количества зерен "МПГ", тогда как данные по 3 мм цилиндрам точнее характеризуют размеры и морфологию частиц.

Таблица 1

п							1	2	_		~
1121	паметі	ът зе	пен	пентге	HOKOHT	растнои	фазы	ήĘ	з объеме	изученных	OODATIOB
114	punci	501.30	pen	penne	monomi		quisti	2 1	, copenie	nsy tennor	образцов

Образец	Содержание, %	Количество, шт	Макс. линейный размер,	
			МКМ	
Среднее по 539-10-10mm	0,01	199	132	
Среднее по 539-10-3mm	0,01	77	91	

Стереологические соотношения фазы 3 с другими минералами показывают, что большинство рентгеноконтрастных включений приурочено к ребрам интерстиций, выполненных сульфидами (рис. 3). В этом случае они имеют более изометричную форму (рис. 4, слева). Реже располагаются в трехгранных окончаниях сульфидных интерстиций и имеют, как правило, субприрамидальную форму (рис. 4, справа). При обнаружении в относительно узких перешейках между зернами сульфида (рис. 2, справа) форма включений "МПГ" – наиболее ассиметричная – удлинённая. В единичных случаях вкрапления "МПГ" приурочены к внутреннему объему сульфидных интерстиций и характеризуются наличием группы рентгеноконтрастных частиц, отстоящих друг от друга на расстоянии 100-150 мкм.



Рис. 3. Примеры приуроченности рентгеноконтрастной фазы 3 к ребрам сульфидных зерен



Рис. 4. Примеры морфологии зерен рентгеноконтрастной фазы 3

Диагностика рентгеноконтрастных фаз. На рис. 5 и 6 показаны примеры достаточно крупных (~35-120 мкм) платиновых (в данном случае – мончеит) и Au-Ag фаз, обнаруженных по данным КТ-исследований.



Рис. 5. Ассоциация сульфидных фаз и мончеита, обнаруженных и диагностированных по результатам КТ-исследований



Рис. 6. Ассоциация сульфидных фаз и электрума, обнаруженных и диагностированных по результатам КТ-исследований (слева – изображение распиленного вдоль микроцилиндра)

Эти зерна вскрыты при распиловке 3-мм цилиндров, опираясь на стереологические модели образцов. Особого внимания заслуживает находка крупного зерна электрума в срастании с интерстициальным кубанитом. Насколько известно авторам, на Довырене столь крупное проявление электрума в тесной ассоциации с сульфидом обнаружено впервые.

Работа поддержана грантом Российского научного фонда № 16-17-10129. Аналитические исследования в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова проводились с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета

1. Корост Д. В., Гафурова Д. Р., Хомяк А. Н. Применение компьютерной рентгеновской томографии для изучения внутреннего строения горных пород // Новое в познании процессов рудообразования: материалы VI Рос. молод. науч.-практ. школы с междунар. участием (28 ноября – 2 декабря 2016 г.). М.: ИГЕМ РАН, С. 32.

2. Baker D. R., Mancini L., Polacci M. et al. An introduction to the application of X-ray microtomography to the threedimensional study of igneous rocks // Lithos. 2012. V. 148. P. 262-276.

3. Barnes S. J., Mungall J. E., LeVaillant M. et al. Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore deposits: Disseminated and net-textured ores // American Mineralogist. 2017. V. 102. P. 473-506.

*Корост Дмитрий Вячеславович*, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

# Архейские габбро-анортозиты и связанные с ними ультрабазиты (Кольский регион, Россия)

© <u>Н. М. Кудряшов</u><sup>1</sup>, Д. Р. Зозуля<sup>1</sup>, А. В. Мокрушин<sup>1</sup>, О. В. Удоратина<sup>2</sup>, М. А. Кобл<sup>3</sup> <sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, nik@geoksc.apatity.ru <sup>2</sup> Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru <sup>3</sup> Стэнфордский университет, США, coblem@stanford.edu

В Кольском регионе установлены два этапа архейского габбро-анортозитового магматизма. Мезоархейские габброанортозиты (2.93-2.92 млрд лет) представлены Патчемварекским и Северным массивами, которые расположены в зоне глубинного разлома на границе зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, Кейвского террейна и Мурманского блока. Для метаперидотитов, связанных с габбро-анортозитами получен U-Pb (SHRIMP RG) возраст циркона 2930±13 млн лет. Предполагается, что первоначальная магма мезоархейских габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов относится к базальтам MORB типа, характерных для начальных стадий развития зеленокаменных поясов, а первоначальная магма для габбро-анортозитовых массивов неоархейского возраста (2.68-2.66 млрд лет), обрамляющих Кейвский террейн, относится к субщелочному типу и их формирование происходило во внутриплитной обстановке.

Ключевые слова: Габбро-анортозит, метаперидотит, U-Pb (SHRIMP RG) циркон, зеленокаменный пояс, Кольский регион.

# Archaean Gabbroanorthosite and Related Ultrabasitic Rocks (Kola Region, Russia)

<u>N. M. Kudryashov</u><sup>1</sup>, D. R. Zozulya<sup>1</sup>, A. V. Mokrushin<sup>1</sup>, O. V. Udoratina<sup>2</sup>, M. A. Koble<sup>3</sup> <sup>1</sup>Geological Institute of the Kola Science Centre, Apatity, Russia, nik@geoksc.apatity.ru <sup>2</sup>Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, udoratina@geo.komisc.ru <sup>3</sup>Stanford University, USA, coblem@stanford.edu

Two temporal stages of Archean gabbro-anorthosite magmatism are established in the Kola region. Mesoarchean gabbroanorthosites (2.93-2.92 Ga) are represented by Patchemvarek and Severny massifs confined to suture zone of deep-seated faults in the junction of Keivy terrane, Murmansk domain and Kolmozero green-stone belt. Associated metaperidoites yield the U-Pb (SHRIMP RG) zircon age 2930±13 Ma. It is suggested that parental magma of Mesoarchean gabbro-anorthosites is similar to basalts of MORB type and was formed at initial stages of green-stone belt evolution. Neoarchean gabbro-anorthosites (2.68-2.66 Ga) are confined to the margins of Keivy terrane. They are related to subalkaline type and formed in withinplate setting.

Keywords: Gabbroanorthosite, metaperidotite, U-Pb (SHRIMP RG) zircon, greenstone belt, Kola region.

Кольский полуостров является одним из классических регионов развития анортозитового магматизма. Анортозиты формировались на разных этапах развития региона и в различных структурных зонах. Формирование анортозитовых комплексов может происходить в различных геодинамических обстановках. Признаками таких обстановок является их пространственная связь с ассоциациями базальтов в зеленокаменных поясах, а также геохимические и изотопные данные, подтверждающие генетическую связь между анортозитами и базальтами. В свою очередь, геохимические особенности вулканитов свидетельствуют о формировании отдельных компонентов зеленокаменных поясов в геодинамических обстановках, подобных обстановкам современной Земли: рифтогенных, океанических, окраинно-континентальных, островодужных [1]. Мнения большинства ученых сходятся в том, что архейские комплексы анортозитов первоначально формируются в океанической обстановке [2, 3].

Архейский габбро-анортозитовый магматизм, главным образом, проявлен в обрамлении Кейвского блока и представлен большой группой массивов, объединенных в единый Кейвско-Колмозерский комплекс [4]. U-Pb (ID TIMS) изотопное датирование циркона и бадделеита из габбро-норитов и анортозитов Цагинского, Ачинского и Медвежье-Щучьеозерского массивов установило возрасты, укладывающиеся в диапазон 2.68-2.66 млрд лет [5]. Патчемварекский и Северный массивы расположены в зоне глубинного разлома на сочленении Кейвского террейна, Мурманского домена и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. U-Pb (ID TIMS) возраст циркона из габброанортозитов Патчемварекского и Северного массивов составил 2.93 млрд лет [6]. Породы имеют типичную кумулятивную структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллов плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Иногда отмечается ритмичная расслоенность, образованная чередованием лейкократовых и мезомеланократовых разновидностей пород. Контакты массива с вмещающими породами тектонические. Патчемварекский массив прорывают многочисленные жилы сподуменовых пегматитов. Имеющиеся возрастные данные для гнейсов зоны Колмозеро-Воронья и для гранитогнейсов Мурманского блока укладываются в диапазон 2.7-2.8 млрд лет [7]. Химический состав габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов характеризуется низкой щелочностью и более высокой магнезиальностью по сравнению с неоархейскими габбро-анортозитами Кейвского террейна. Значительное отличие отмечается в исключительно высокой основности нормативного плагиоклаза. Доля анортита в плагиоклазе для массивов Кейвского террейна составляет в среднем 45-65 мол.%, для Патчемаверекского и Северного массивов 70-85 мол.%.

Для циркона из габбро-анортозитов Патчемварекского массива и Северного массивов ранее были получены U-Pb (ID TIMS) возрасты 2925±6 млн лет и 2935±8 млн лет, соответственно. Морфологические характеристики циркона и его внутреннее строение в обоих массивах свидетельствуют о кристаллизации циркона из расплава (рис.1).

Массив Северный расположен среди гранитогнейсов Мурманского домена. Он сложен средне-, крупнозернистыми габбро-анортозитами. В его подошве сохранились ультраосновные дифференциаты с наблюдаемой ритмичной расслоенностью, характеризующейся чередованием метагабброидов и метаперидотитов. Для U-Pb (SHRIMP RG) изотопного изучения был выделен циркон из метаперидотитов (PV-7), который можно разделить на два типа. І тип – прозрачные дипирамидально-призматические зерна, у которых в катодолюминесценции отмечается тонкая эвгедральная зональность, характеризующая рост циркона из магматического расплава. II тип – непрозрачные округлые зерна, в которых отсутствуют какие-либо внутренние структуры (рис. 1). Дискордия, проведенная по 5 аналитическим точкам циркона I типа, отражает возраст по верхнему пересечению 2930±13 млн лет, нижнее пересечение указывает на современные потери свинца. Аналитические данные для циркона II типа находятся преимущественно в пределах 1.9-1.7 млрд лет (рис. 1). Таким образом, полученные значения возраста циркона I типа отражают время образования циркона при формировании перидотитов. Этот возраст полностью согласуется с возрастом, полученным для магматического циркона из габбро-анортозитов [6]. Возрасты циркона II типа, вероятно, связаны с более поздними процессами метаморфизма.

Габбро-анортозиты Патчемварекского и Северного массивов имеют весьма низкие содержания REE (Ce<sub>n</sub> = 2.2-4.2, Yb<sub>n</sub> = 1.6-2.6), пологий спектр распределения REE ((La/Yb)<sub>n</sub> = 1.6-2.6) и отчетливую положительную Eu-аномалию (Eu/Eu\* = 1.97-2.24). В комагматичных им ультраосновных дифференциатах низкие общие содержания (Ce<sub>n</sub> = 1.2, Yb<sub>n</sub> = 1.1, (La/Yb)<sub>n</sub> = 1.3), и практически нефракционированный спектр распределения редких земель без Eu-аномалии (Eu/Eu\* = 1.17). Для габброанортозитов Северного и Патчемварекского массивов:  $\varepsilon_{Nd} = +2.7$ , <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(i) = 0.70204±8 и  $\varepsilon_{Nd} = +1.7$ , <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(i) =0.70258±8 соответственно. Для метаперидотитов массива Северный, значения  $\varepsilon_{Nd}$  находятся в диапазоне от +5 до +7.



Рис. 1. Микрофотографии циркона в катодолюминесценции из метаперидотитов (обр. PV-7). Кружками отмечены анализируемые участки зерен. Цифры на зернах: U-Pb возраст по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb в млн лет. Диаграмма с конкордией для аналитических данных циркона из метаперидотитов



Рис. 2. Нормированные к хондриту спектры распределения редкоземельных элементов для габбро-анортозитов и метаперидотитов Патчемварекского и Северного массивов. 1 – габбро-анортозит; 2 – метаперидотит

Наиболее вероятным механизмом формирования изученных мезоархейских анортозитовых массивов Патчемварекский и Северный представляется фракционная кристаллизация обогащенной глиноземом толеит-базальтовой магмы в океанической обстановке. Модель образования изученных мезоархейских анортозитов предполагает внедрение мафического расплава из верхней мантии к границе кора-мантия, где происходит аккумуляция мафических производных в нижней части камеры и всплывание (флотация) кристаллов плагиоклаза в верхнюю часть камеры с формированием так называемой «кристаллической каши». Эта «кристаллическая каша», состоящая преимущественно из крупных кристаллов плагиоклаза, затем внедряется в верхние горизонты коры, где и формируются анортозитовые комплексы [3].

### Выводы

1. Интрузии габбро-анортозитов, включающие Патчемварекский и Северный массив, являются специфическими образованиями шовных зон глубинных разломов, формировавшихся в мезоархее 2.93-2.92 млрд лет и являются древнейшими магматическими породами Кольского региона.

2. Локальные U-Pb (SHRIMP RG) исследования циркона из метаперидотитов, которые связаны с габбро-анортозитами, определяют мезоархейский возраст их магматической кристаллизации 2930±13 млн лет назад.

3. Предполагается, что первоначальная магма мезоархейских габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов близка базальтам MORB типа, характерных для начальных стадий развития зеленокаменных поясов, а первоначальная магма для габбро-анортозитовых массивов неоархейского возраста, обрамляющих Кейвский террейн, относится к субщелочному типу и их формирование происходило во внутриплитной обстановке.

### Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-05-00367. Госзадание № 0231-2015-0005

1. Condie K. C. Greenstones through time // Archean crustal evolution. K.C. Condie, ed. Amsterdam – Lausanne – N. Y. – Oxford – Shannon – Tokyo: Elsevier, 1994. P. 85-120.

2. Phinney W. C., Morrison D.A., Maczuga D.E. Tectonic implications of anorthosite occurrences // Workshop on the deep continental crust of South India. L.D. Ashwal, ed. Lunar Planet. Inst. Tech. Rep. 88-06. Lunar Planet Inst. Houston. 1988. P. 135-137.

3. Ashwal L. D. Anorthosites. Springer – Verlag: Berlin, 1993. 422 p.

4. Шарков Е. В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5-61.

5. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 176 с.

6. Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 173-189.

7. Геология архея Балтийского щита / Н. Е. Козлов [и др.]. СПб.: Наука, 2006. 345 с.

*Кудряшов Николай Михайлович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Мурманская область

### Интрузивы палеорифта Ветреный Пояс как реликты магматических камер в палеопротерозойской верхней коре

© <u>В. С. Куликов<sup>1</sup></u>, В. В. Куликова<sup>1</sup>, Я. В. Бычкова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, vkulikova@yandex.ru <sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, yanab66@yandex.ru

Авторы на основе известных и новых материалов по геологии, геохимии, геофизики и геохронологии развивают гипотезу о двухэтапном проявлении палеопротерозойского мантийного плюма Виндибелт на ЮВ Фенноскандинавского щита. На первом этапе (2.5-2.45 Ga) в верхней коре происходит внедрение Бураковско-Аганозерского плутона, а на втором (около 2.41 Ga), на стадии развития палеорифта Ветреный Пояс, интрузивы мафит-ультрамафитов коматиитовой серии. Ключевые слова: палеопротерозой, мантийный плюм, Виндибелт, Бураковско-Аганозерский плутон, палеорифт, коматиитовая серия.

# Intrusions of Windy Belt Paleorift Zone as Relicts of Magmatic Chambers in the Paleoproterozoic Upper Crust

<u>Kulikov V. S.</u><sup>1</sup>, Kulikova V. V.<sup>1</sup>, Bychkova Ya. V.<sup>2</sup> <sup>1</sup>Institute of Geology Karelian research center RAS, Petrozavodsk, Russia, vkulikova@yandex.ru <sup>2</sup>M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, yanab66@yandex.ru

The authors based on known and new materials on geology, geochemistry, geophysics and geochronology develop a hypothesis about the two-stage manifestation of the Paleoproterozoic mantle plume Windibelt on the South-East of Fennoscandian shield. In the first stage (2.5-2.45 Ga) the Burakovsko-Aganozersky pluton intruded in the upper crust, and in the second stage (about 2.41 Ga), while the Windibelt paleorift developed, the intrusions of the mafic-ultramafic komatilitic series were formed.

Keywords: Paleoproterozoic, mantle plume, Windibelt, Burakovsko-Aganozersky pluton, paleorift, komatiitic series.

Современные представления об общей геодинамике Земли базируются на ряде традиционных и новых гипотез, в том числе плейт-тектонике, тектонике мантийных плюмов, динамике перемещения расплавов и флюидов [1, 4 и др.]. Все они построены на том, что магматизм плюмов разного возраста отражен в пространстве в виде вулкано-плутонических ассоциаций в пределах зон утоненной океанической коры (напр., Исландский, Гавайский и др.), в зонах субдукции (Курильская и др. островные дуги), а на щитах выделяется как крупные магматические провинции [напр. 11, 13]. Однако, как показал опыт составления геологической карты ЮВ Фенноскандии масштаба 1:750000 [7], расчеты мощностей докембрийских плюмов при отсутствии достоверных данных о площадях и объемах изверженных пород, не имеющих замкнутого математического описания, весьма дискуссионны, а ограниченный объем данных по вещественному составу и изотопным возрастам пород не позволяет рассматривать полученные результаты как окончательные.

Вулкано-плутоническая ассоциация палеопротерозойского рифта Ветреный Пояс по объему и широкому спектру составов может служить репрезентативным объектом моделирования эволюции материнских магм с учетом низкой степени метаморфизма пород, присутствия в интрузивах, лавовых покровах и лавовых озерах первичномагматических минералов, стекла, а также наличия расплавных включений в оливинах с сохранившимися в них первичными хромитами и пироксенами. В ассоциации представлены разные фации изверженных пород [2, 5, 6, 8, 9] – от покровов различной степени дифференциации и субвулканических интрузивов (Руйга, Северо-Кожозерские) в пределах палеорифта Ветреный Пояс до глубинных массивов (Выжига, Роиньгора, Бураковско-Аганозерский плутон), выведенных длительной эрозией на поверхность (рис. 1). Лавовая фация присутствует в двух видах: членом вулкано-плутонической ассоциации (напр., Руйга – Голец) или многочисленными потоками и покровами общей мощностью до 4 км и более. Географически она превалирует между горными поднятиями интрузивов. Многочисленные интрузивные образования, комагматичные эффузивам, принадлежат вместе с ними к единой магматической петрохимической коматиитовой серии.

Палеореконструкция Фенноскандинавского щита на докалевийское время (>1.9 Ga) позволяет рассматривать вулкано-плутоническую ассоциацию Ветреный Пояс как звено в единой рифтогенной системе палеопротерозоя (2.45-2.4 Ga) в пределах Евро-Американского континента [3] по траверсу (с СЗ на ЮВ): Тромсе – Карасьек – Паанаярви – Лехтинская структура + Имандра-Варзуга – Ветреный Пояс – ... – Котлас (?), сформированный частично по системе «рифт (палеопротерозойский) в рифте (архейские зеленокаменные пояса)» на суперкратоне Суперия в связи с его разрушением 2.5 Ga. Плутонический магматизм этой системы представлен расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами С. Финляндии, С. Карелии, Кольского п-ова, Беломорья (Кий, Разостров и др.).

Имеющиеся геологические и геохимические материалы о вещественном составе палеопротерозойских пород Фенноскандии могут быть использованы для обоснования концепции двухэтапного проявления в ЮВ Фенноскандии термохимического плюма Виндибелт (рис. 1). Следов промежуточных магматических очагов, как и их перемещения, установить не удается, но предполагается, что Бураковский плутон формировался на первом этапе в архейской коре на глубинах до 30 км, а другие интрузивы мафит-ультрамафитов кристаллизовались преимущественно на втором этапе на меньших глубинах. Оценка глубины формирования магматических очагов возможна только с определенной долей вероятности (снизу вверх): I – «голова» плюма на границе кора – мантия [10]; II – Бураковско-Аганозерский плутон с хромитовым месторождением; III – массивы Монастырский (Выжига), Мельничный и их аналоги; IV – подвулканные силлы (Руйга, Колозерский и др.). Расплавы, отделившиеся в «голове плюма», отвечают по составу коматиитовым базальтам Синегорья (MgO = 9-17 мас. %), а низкомагнезиальные (MgO<9 мас. %) формировались в близповерхностных (3-5 км) условиях, например, подвулканная камера Руйга – под вулканом Голец и др. Количество коровой контаминанты, возможно, составляло до 15 мас. % [10].

Проекция стволовой части плюма на земную поверхность предполагается в районе оз. Кожозера, где сходятся три «луча» магмоконтролирующих разломов протяженностью до 200 км (сопоставимо, например, с направлением расположения вулканов на о-ве Гавайи): СВ (Бураковско – Кожозерский), СЗ (Гольцовско (вулкан Руйга) – Кожозерский) и ЮВ (Кожозерско-Мяндухинский (Синегорье)) (рис. 1:А).

Здесь можно выделить три субпараллельные зоны распространения массивов: Березовскую, Южно-Кожозерскую и Северо–Кожозерскую, где они создают горный ландшафт. В Березовской зоне обнажается и частично разбурен скважинами силл (?) габброидов на р. Березовка. В Южно-Кожозерской зоне вдоль южного и юго-западного побережья оз. Кожозеро наиболее представительными являются дифференцированные массивы Хозега и Щелейный Бор (рис. 1:Б). Интрузив Хозега площадью  $2 \times 1$  км расположен на одноименной горе в устье р. Никодимки. Вмещающими породами для него являются доломиты и песчаники кожозерской свиты. В его строении принимают участие пироксениты нижней краевой зоны, перидотиты, габброиды, габбро-пегматиты и микродолеритовые дайки. Массив Щелейный Бор, обнажающийся на одноименной горе на западном берегу оз. Кожозеро, представлен лополитообразным асимметричным дифференцированным телом длиной > 1 км и шириной до 500 м.



Рис. 1:А. Геологическая схема палеопротерозойской палеорифтовой структуры Ветреный Пояс.1 – интрузивы мафитультрамафитов, 2 – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс (2.41 млрд лет), 3 – осадки виленгской свиты, 4 – нерасчлененные породы архея и палеопротерозоя, 5 – разломы, 6 – восточная граница Фенноскандинавского щита. Цифры в кружках: 1 – ассоциация Бураковский плутон – Авдеевская дайка (2.45-2.4 млрд лет), 2 – интрузив Выжига, дифференцированные интрузивы: 3 – Щелейный Бор, 4 – Колозерский, 5 – Роингорский, 6 – Руйга (2.4 млрд лет), 7 – Ундозерский нерасчлененный массив

1:Б. Геологическая картарайона оз. Кожозеро [9]. 1 – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс, 2 – туфогенноосадочные образования виленгской свиты; 3 – базальты с прослоями туфов и мраморизованных карбонатных пород кожозерской свиты, 4 – аркозы и слюдисто-кварцевые сланцы токшинской свиты; 5 – вулканогенно-осадочные породы киричской свиты; 6 – ультрабазиты: а – верлиты, б – лерцолиты; 7 – габброиды; 8 – неоархейские плагиомикроклиновые граниты; 9 – границы толщ; 10 – разломы; 11 – слоистость

1:В. Схема строения интрузива «Первое Устье» (по материалам ПГО Архангельскгеология): 1– четвертичные отложения. 2 – метасоматические породы, 3 – базальтовые лавы кожозерской свиты, 4 – гипербазиты, 5 – габбро. 6 – осадки виленгской свиты, 7 – обнажения, 8 – скважины

Северо-Кожозерская зона (шириной > 10 км) наиболее перспективна для изучения внутрикоровой камеры коматиитовых расплавов за счет наиболее крупных и многочисленных массивов – силлов (?) мафит-ультрамафитов протяженностью до 15 км при ширине около 1 км в пределах виленгской свиты: Порса, Колозерский, Курусский и Первое Устье (рис. 1:В). Интрузивы не оконтурены, их форма не установлена, но хорошо отслеживается дифференцированность даже по отдельным выходам от перидотитов и пироксенитов до габброидов и гранофиров. Они сформированы преимущественно на втором этапе развития плюма.

Интрузив «Первое Устье» расположен на северном берегу оз. Кожозеро южнее гряды Руман-гора. Авторами впервые проведены микрозондовые исследования образцов из центральной части массива (скв. 152, 1975 г.). В минеральном составе отмечаются: на гл. 10.5 м: зональный хромит, магнетит, пентландит, титаномагнетит. Гл. 47 м: пирит, хромит, гематит, иногда с включениями монацита, на подложке пластинок кальцита, а вокруг зерен хромита и апатита растут агрегаты игольчатых кристаллов гематита. Гл. 54.6 м: хромит-пентландит-титаномагнетит-гематит, оливин (300-500 мкм) с просечками из гематита и титаномагнетита. Гл. 334.6 м: галенит, бадделеит (перспективный для изотопного датирования), самородная медь. В 50 м. выше нижнего контакта хромиты с каймой из хлоритов и гематита, иголки титаномагнетита, бадделеита в ассоциации со сфеном и титаномагнетитом.

Очевидно, что назрела необходимость возвращения к исследованиям интрузивного мафитультрамафитового магматизма региона в связи с появлением новых технологий и большим объемом современной геохимической информации, полученной при изучении эффузивных комагматов – коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс [10 и др.].

### Авторы искренне признательны председателю оргкомитета канд. геол.-минерал. наук Е. В. Кислову, взявшему на себя труд по редактированию данных материалов

1. Добрецов Н. Л., Борисенко А. С., Изох А. Э. Термохимические глубинные мантийные плюмы – источник рудного богатства планеты // Наука из первых рук. Гипотезы и факты. 2011. № 6 [http://scfh.ru/~papers-termokhimicheskie-glubinnyemantiynye-plyumy-istochnik]

2. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1983. 303 с.

3. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

4. Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В. Тектоника плит и мантийные плюмы — основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика. 2016. Т.57, № 1. С. 11-30.

5. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорья (ЮВ оконечность Фенноскандии) / В. С. Куликов [и др.] // Петрология. 2005. Т. 12, №5.

6. Интрузив Руйга как типовой представитель малоглубинной фации палеопротерозойской перидотит-габбро-коматиитбазальтовой ассоциации Ветреного Пояса, ЮВ Фенноскандия / В. С. Куликов [и др.] // Петрология. 2008. Т. 16, №6. С. 571-592.

7. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению / В. С. Куликов [и др.] // Труды Карельского НЦ РАН. 2017. № 2. С. 3-41.

8. Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (ЮВ Балтийского щита). Л., 1973. 104 с.

9. Kulikov V. S., Bychkova Ya. V., Kulikova V. V. Ernst R. The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces //Precambrian Research. 2010. V. 183, N 3. P. 589–601.

10. Puchtel I. S., Haase K. M., Hofmann A. W., Chauvel C., Kulikov V. S., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A. A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205-1222.

*Куликов Вячеслав Степанович*, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник Института геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

### Коматиитовая формация в истории Земли как отражение эволюции вещества углистых хондритов в составе оболочек планеты

© <u>В. В. Куликова <sup>1</sup></u>, Я. В. Бычкова <sup>2</sup>, В. С. Куликов <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, vkulikova@yandex.ru
<sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, yanab66@yandex.ru

В работе приводится общая характеристика разрабатываемой авторами классификации магматических пород с выделением петрохимических и петрогенетических серий на базе эквивалентного взаимоотношения Al, Ti и Mg в расплавах в виде модуля ATM = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> на диаграмме lg ATM- lg MgO. Авторы не отвергают традиционные приемы идентификации магматитов, но полагают, что предлагаемый позволяет объединить в единую схему существующие природные магматические объекты от составов метеоритов и планет до породных комплексов, видов пород и отдельных минералов. Ключевые слова: Классификация, магматические породы, петрохимическая, серии, тренды, модуль.

лю сыве слова. Толестфикация, жа мати техне породы, петрокими технях, серин, тренды, модул.

# Komatiitic Formation in the Earth's History as the Reflection of the Substance of C-khondrite Evolution in the Composition of the Planet Envelopes

<u>V. V. Kulikova<sup>1</sup></u>, Ya. V. Bychkova<sup>2</sup>, V. S. Kulikov<sup>1</sup> <sup>1</sup> Institute of Geology of the Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia, vkulikova@yandex.ru <sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, yanab66@yandex.ru

The paper gives a general description of the classification of igneous rocks developed by the authors with the separation of petrochemical and petrogenetic series based on the equivalent interrelation of Al, Ti, and Mg in melts in the form of the module – lg ATM-Ig MgO (ATM =  $Al_2O_3$  / TiO<sub>2</sub>). The authors do not reject the traditional methods of identification of magmatites, but believe that the proposed allows to unite in a single scheme existing natural magmatic objects from the compositions of meteorites and planets to rock complexes, rocks and individual minerals.

Keywords: Classification, igneous rocks, petrochemical, series, trends, module.

Многолетняя история изучения *эволюции* магматизма планетарного масштаба свидетельствует об определенных достижениях в области идентификации горных пород, характере дифференциации расплавов в отдельных очагах, а также их изменении в процессе перемещения и остывания и т.д. Известные разнообразные петрохимические и петрологические диаграммы позволили сгруппировать и описать некоторые качественные стороны выделенных ассоциаций (серий, формаций) многообразных магматитов, но вновь открываемые геохимические качества пород заставили петрографов привлекать к решению возникших вопросов разные не всегда доказуемые минералогически геодинамические гипотезы. Авторами в качестве базовой парадигмы было принято положение о гетерогенном строении ранней литосферы на первом этапе аккреции планеты [3-6, 11-12 и др.] за счет дифференцированного «облака» метеоритов. Наиболее раннюю (3.4-1.65 Ga) доступную для изучения часть истории планеты предполагается восстановить через составы магматических пород этого возраста, представляющих собой ее летопись.

Ранее была предложена классификация магматических пород на основе диаграммы lg ATM  $(Al_2O_3/TiO_2) - lg MgO$ , включающей в себя составы практически всех известных земных магматитов, метеоритов и лунных пород [13 и ссылки в ней]. Она, хотя и позволяет найти возможные истоки непрерывных магматических петрохимических (петрогенетических) серий, не только не воспринята научной общественностью, но и подверглась жесткой критике [напр., 14] вследствие неопределенности базового термина «серия». Предполагалось, что он имеет индифферентное значение, поскольку не абсолютно соответствует классическому определению, хотя графически отражает эволюционную направленность трендов составов расплавов. Теоретически приемлемым остается механизм фракционирования, который базируется, по Н. Боуэну [1, 2 и др.], на гравитационной отсадке кристаллов в расплаве, что приводит к образованию непрерывной известково-щелочной серии от базальтов до лейкогранитов (боуэновский тренд). Однако при непрерывном изменении остывающего расплава и состава кристаллов [13] тренд от горизонтального относительно абсциссы (от MgO – 40 мас. % на безводный остаток) меняет положение (от MgO – 9 мас. %) под углом около 45°, образуя излом, т. е. АТМ для пород с MgO < 9% существует обратная зависимость от магнезии.

В интервале содержаний MgO = 5-9% с меняющимся модулем ATM = 3-25 устанавливается граничная для всех вышеуказанных трендов область, где на смену оливиновому контролю приходят другие минеральные фазы (пижонит, авгит, плагиоклаз), характеризующие тренды известковощелочных составов (тенденция Боуэна). По ATM выделяется несколько детально охарактеризованных [1, 2 и др.] трендов составов боуэновского типа (В-серии) (от высоких к низким): глиноземистый (или анортозит-троктолит-офиолитовый ?) >70, высококремнеземистый (или бонинит-марианитовый) 70-30, высокомагнезиальный (или коматиитовый (*хондритовый*) 30-10, ферротитанистый (или толеит-пикритовый) 10-4, щелочный (или сиенит-кимберлит–меймечитовый) 4-1.8, феррощелочной (или ферродиорит-лампроит–камафугитовый) 1.8-0.4. Каждый из выделенных трендов отделяется от соседних минимальным объемом точек составов и устойчивым ростом FeO в последовательности от глиноземистых составов к ферритовым. Наиболее железистые комплексы отнесены к ферритовой серии, породным индикатором которой являются железные руды магматических пород.

В сериях в интервале MgO = 9-45% выявлены следующие минеральные закономерности, обусловленные как следами первичного метеоритного вещества, так и материнским составом расплавов: 1) анортозитовой – типоморфные характеристики первичных минералов (Ol, Opx, Cpx, хромшпинелиды) имеют изменяющиеся составы оливинов (Fo90-93, в анортозитах-An89-83) и шпинелидов (хромитмагнезиально-железистый хромпикотит-герцинит, пикотит в шпинелевых – троктолитах) → высокохромистый гранат в перидотитах; 2) бонинитовой последовательные ассоциациями: оливин, оливин – ортопироксен, оливин – ортопироксен – плагиоклаз (по данным анализа глубинных включений в кимберлитах индикаторным анализом является шпинель) → пироксеновые с гранатом перидотиты; 3) коматиитовой – для <u>Al-необедненных (хондритовых) разностей</u>: оливин, оливин – шпинель, оливин – ортопироксен – клинопироксен – шпинель (индикаторные минералы – шпинель и гранат); для АІ-деплетированной: оливин, оливин – ортопироксен – клинопироксен (индикаторный минерал – гранат) — шпинелевые и гранатизированные шпинелевые перидотиты; 4) *пикритовой* (толеитпикритовой): оливин, пижонит – авгит – плагиоклаз (индикаторный минерал – магнетит) → гранатовые перидотиты; 5) меймечитовой (щелочной): два оливина (один неравновесный), два оливина – шпинель, два оливина – ортопироксен – шпинель, два оливина – клинопироксен – ортопироксен – шпинель, оливин – мелилит, оливин – шпинель – мелилит (индикаторный минерал-?) → карбонатизированные с биотитом перидотиты; 6) лампроит-камафугитовой (ферро-щелочной): оливин – шпинель, оливин – пижонит – плагиоклаз (индикаторные минералы для камафугитовой группы – армалколит (прайдерит), для орендитовой (?) – ильменит)  $\rightarrow$  ильменит-пироповые перидотиты.

Метеориты являются ключевым аспектом при анализе составов магматических пород. Они традиционно делятся на три категории: железные (сидериты), каменные (аэролиты), железокаменные (сидеролиты): железные представлены множеством химических групп; каменные образуют две крупные: хондриты (углистые; обыкновенные; энстатитовые – E) и ахондриты (CaO < 3% – обриты, диагениты, шассиньиты, уреилиты и CaO>5% – наклиты, эвкриты, говардиты, шерготтиты); железокаменные подразделяются на палласиты, сидерофиры, лодраниты, мезосидериты. Особенностям составов метеоритов, их поэлементной разноуровневой дифференциации посвящено множество исследований [3, 4, 5, 10, 11, 12 и многие др.]. Так, углистые хондриты разделяются по содержанию  $H_2O$ , S и C на три, а по распространенным элементам – на четыре группы – CI, CM, CO, CV; обыкновенные (O) включают три группы: Н (оливин-пироксеновые с магнезиальными силикатами), L + LL (бедные железом с более железистыми силикатами); энстатитовые хондриты (Е) на шесть – Е 1-6. Окисленность хондритов возрастает в последовательности:  $E \rightarrow CI$ , CM, CO,  $CV \rightarrow H \rightarrow L \rightarrow LL$ . Нехондриты – дифференцированный материал несолнечного состава: ахондриты, железокаменные и железные. Особенности распределения породообразующих элементов метеоритов предполагают происхождение хондритов из слабо дифференцированных, а нехондритов из расслоенных на внутреннюю железную и наружную силикатную оболочки материнских планет [там же].

На диаграмме lgATM – lgMgO, составы метеоритов отчетливо занимают определенные позиции в полях различных серий: <u>высокоглиноземистая</u> характеризуется составами [13 и ссылки в ней]: лунных анортозитов, грунтами Луны и Венеры, включает в себя говардиты, а также некоторые метеориты C1,C2, C3, F3, LL6. Нужно отметить, что по химизму базальты и андезибазальты, сравниваемые авторами; высокомагнезиальная (хондритовая. коматиитовая) представляет предмет многолетних дискуссий и, хотя до настоящего времени она официально не признана, анализ вещественного состава магматических пород основного-ультраосновного состава [7, 8, 9 и многие др.] свидетельствует, что это наиболее распространенная серия, а ее основой являются углистые, энстатитовые, обыкновенные метеориты и некоторые эвкриты. На ATM-диаграмме породы коматиитовой серии образуют три устойчивых тренда с ATM, соответственно, 25-30; 15-20; 10-12 и MgO >24%; 24-14%; 14-9%; 9-4%; 4-1% [13 и ссылки в ней] и разделяются "хондритовой" линией на поле с Na>K выше нее и K>Na – ниже; основу ферротитанистой (классической толеит-пикритовой) составляют диогениты, уреилиты II типа Вдовыкина (MgO = 36,8%, ATM = 7), шерготиты, шассиньиты, наклиты. К пограничной области относятся составы фассаитовых ахондритов.

товой характеризуется значениями ATM = 10 - 13 и MgO = 6 - 8%; в <u>щелочной (кимберлит-</u><u>меймечитовая) к</u> наиболее ультраосновной области относятся уреилиты I типа Вдовыкина – напр., Новый Урей, Dyaplur, Havero.

Проведенный общий анализ современного состояния вещественного состава ассоциации метеориты – магматические породы Земли показал преимущество углистых хондритов в формировании коматиитовой серии.

1. Арискин А. А., Бармина Г. С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.

2. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород / пер. В. И. Лучицкого. ОНТИ НКТП СССР. М.-Л.-Новосибирск: ГГНИ, 1934. 324 с.

3. Демидова С. И. Лунные метеориты и вещественный состав лунной коры: автореф. ... дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН, 2011. 27 с.

4. Додд Р. Метеориты. М., 1986. 384 с.

5. Иванов А. В. Метеорит Kaidun: структура, состав, происхождение: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2003. 50 с.

6. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

7. Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В. Особенности структур спинифекс в расплавных включениях из коматиитовых базальтов лавового озера Виктория (палеопротерозойский палеорифт Ветреный Пояс). URL: http://www.minsoc.ru/2010-1-156-0

8. Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. Коматииты и их производные – история изучения и проблемы идентификации // Материалы VII Всероссийской Ферсмановской научной сессии (Апатиты, 3-5 мая 2010 г.). Апатиты, 2010. С. 67-73. URL: http://geoksc.apatity.ru/print/files/f10.pdf.

9. Куликова В. В., Куликов В. С., Бычкова Я. В. Расплавные включения в оливинах и хромитах коматиитовых базальтов палеопротерозойского рифта Ветреный пояс (ЮВ Фенноскандия) // RMS DPI 2008-2-21-0

10. Логинов В. Н. Сравнительное исследование вещественного состава метеоритов разных петрологических типов: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 66 с.

11. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185 с.

12. Алмазоносные метеориты и их генезис / А. А. Маракушев, О. Б. Митрейкина, Н. Г. Зиновьева, Л. Б. Грановский // Петрология. 1995. Т. 3, №5. С. 451-468.

13. Петрохимические серии магматических пород. Петрозаводск, 2001. 115 с.

14. Поляков В. Л. Отличие науки от искусства, химизм амфиболитов Водлозерского блока Карелии и их алюмотитановый модуль // Уральский геологический журнал. 2005. № 2. С. 3-21.

*Куликова Виктория Владимировна*, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, старший научный сотрудник Института геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

# Бирхинская вулкано-плутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности

© А. В. Лавренчук<sup>1</sup>, Е. В. Скляров<sup>2</sup>, А. Э. Изох<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>3</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>2</sup>, Т.В. Донская<sup>2</sup> <sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, alavr@jgm.nsc.ru <sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, skl@crust.irk.ru <sup>3</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, abkotov-spb@mail.ru

Представлены результаты геохимической термометрии пород Цаган-Забинского вулканического и Бирхинского плутонического комплексов (Ольхонский район, Западное Прибайкалье). Определены составы расплавов и равновесные температуры. Результаты расчетов подтверждают комагматичность пород двух комплексов, что позволяет объединить их в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Ключевые слова: вулканоплутоническая ассоциация, математическое моделирование.

# Birkhin Volcano-plutonic Association (Olkhon Region, Western Baikal) -**Petrological Evidence of Comagmatic Rocks**

A. V. Lavrenchuk<sup>1</sup>, E. V. Sklyarov<sup>2</sup>, A. E. Izokh<sup>1</sup>, A. B. Kotov<sup>3</sup>, D. P. Gladkochub<sup>2</sup>, T. V Donskaya<sup>2</sup> <sup>1</sup>VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia <sup>2</sup> Institute of Earth Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia <sup>3</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Saint-Petersburg, Russia

We provide results of geochemical thermometry of rocks of Tsagan-Zaba voulcanic complex and Birkhin plutonic complex (Olkhon region, Baikal, Siberia). Compositions of melts and equilibrium temperatures were determined. The results of computations confirm that rocks of two complexes are comagmatic, and these complexes compose united volcano-plutonic assemblage.

Keywords: volcano-plutonic assemblage, mathematic modeling.

Объединение вулканических и плутонических пород в единую вулкано-плутоническую ассоциацию является довольно сложной петрологической задачей и связано с доказательством их комагматичности. В подавляющем большинстве случаев вывод о комагматичности основывается только на петрохимическом сходстве пород и близости возраста их формирования, в отдельных случаях указывается сходство геохимических характеристик пород, хотя валовые содержания главных, редких и рассеянных элементов в вулканических и комагматичных им плутонических породах различается. В работе сделана попытка корректного сопоставления концентраций петрогенных и редкоземельных элементов в породах цаган-забинского вулканического и бирхинского интрузивного комплексов Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса с использованием метода геохимической термометрии.

Метабазиты цаган-забинского комплекса локализуются в районе мыса Цаган-Заба Ольхонского террейна [3]. В отличие от пород метаморфических комплексов региона, в них сохраняют реликты порфировых структур, что позволяет идентифицировать их первично вулканический генезис. Среди пород комплекса преобладают сланцеватые, реже массивные разности, основная масса перекристаллизована, представлена агрегатом гранулированных кристаллов плагиоклаза, зеленым амфиболом и флогопитом с небольшим количеством рудных минералов. Первичномагматические структуры полностью стерты метаморфическими процессами, наблюдаемые в отдельных местах флюидальные и полосчатые текстуры связаны с вторичными метасоматическими процессами, чаще они сопровождаются снижением щелочности и увеличением концентрации извести в породах. По составу среди пород цаган-забинского комплекса преобладают основные разновидности, породы среднего состава присутствуют в резко подчиненном объеме. Генезис кислых разновидностей на сегодняшний день остается дискуссионным [2].

Ранее [1, 2] на основе результатов петро- геохимических, а также изотопных исследований, было высказано предположение о том, что метавулканиты цаган-забинского комплекса и габброиды бирхинского комплекса являются разнофациальными представителями елиной вулканоплутонической ассоциации.

Для проверки гипотезы комагматичности метавулканитов цаган-забинского и габброидов бирхинского комплекса использован метод геохимической термометрии [4]. Метод позволяет, учитывая тот факт, что валовый химический состав породы представляет собой композицию составов расплава и находящихся в нем кристаллов, исходя из предположения равновесия в системе, получить оценки состава расплава и кристаллических фаз, а также температуру системы, на момент формирования геохимического облика породы. Представленные модельные расчеты проведены в сухих условиях при давлении 3 кбар и активности кислорода QFM+0.75. Следует отметить, что положение всех трендов сохраняется в диапазоне давлений 2-5 кбар, активности кислорода QFM – QFM+1.5 и содержании воды в расплавах до 0.5%.

По петро- и геохимическим характеристикам метапорфириты основного состава цаган-забинского комплекса близки оливиновым габбро и габброноритам первой фазы бирхинского комплекса. Размеры наиболее крупного тела габброидов первой фазы составляют в плане 4.5×5.5 км, контакт с габброидами второй фазы тектонический, что позволяет предположить, что исходный размер интрузии был больше.

На первом шаге получены оценки состава расплава в магматической камере на момент образования наиболее меланократовых пород из имеющейся коллекции. Расстояние между точками отбора этих проб составляет 150-300 м (3-6% от размеров тела габброидов), что позволяет считать эти пробы пространственно сближенными в масштабе всего тела. Составы расплавов равновесной кристаллизации валовых составов этих проб (рис. А) сближаются при температуре 1145 °C, дисперсионное отношение (отношение дисперсий исходных составов к дисперсиям составов расплавов при оптимальной температуре) не менее 83 при критическом значении 19 на 5%-ном уровне значимости. Степень кристалличности модельных систем составляет 57-66 об. %, основными кристаллическими фазами являются OI (5-7%), PI (25-40%) и CPx (18-25%), содержание магнетита менее 1%, что соответствует соотношениям минералов кумулусного парагенезиса, наблюдаемым в шлифах. Таким образом можно принять, что расплав, отвечающий равновесной кристаллизации составов меланократовых оливиновых габбро при температуре 1145 °C близок составу расплава магматической камеры на момент образования этих пород. Следует подчеркнуть, что полученная оценка состава расплава и его температуры не является оценкой состава и исходной магмы массива, а отвечает некоторому промежуточному этапу развития магматической камеры после внедрения на уровень становления Бирхинского массива.



Рис. Изменение содержания кремнезема в модельных расплавах в зависимости от температуры: А – равновесная кристаллизация трех составов оливиновых габбро; В – равновесная кристаллизация двух составов габброноритов и фракционная кристаллизация модельного расплава в камере; С – равновесная кристаллизация трех составов метапорфиритов и фракционная кристаллизация модельного расплава в камере. Пояснения см. в тексте

Для крупных габброидных массивов тренд изменения состава расплава в магматической камере в процессе охлаждения практически совпадает с трендом фракционной кристаллизации, поскольку скорость осаждения кристаллов оказывается значительно выше скорости их генерации при охлаждении, в результате чего конвектирующая магма оказывается практически свободна от кристаллов. В этом случае хорошим приближением для определения изменения состава расплава в камере при охлаждении интрузии можно принять процесс фракционной кристаллизации.

На втором шаге для проверки корректности определения состава расплава в камере, проведенного на первом шаге, использован метод геохимической термометрии в модификации «расплав в камере (фракционная кристаллизация) – расплав состава породы (равновесная кристаллизация)» по двум пробам лейкогабброноритов первой фазы бирхинского комплекса. Пробы взяты на расстоянии 2 км друг от друга в 1.5 и 3 км от места отбора проб оливиновых габбро. Составы расплавов равновесной кристаллизации валовых составов этих проб (рис. В) сближаются с трендом состава фракционной кристаллизации расплава камеры в одном диапазоне температур 1125-1135 °C, дисперсионные отношения при температуре 1130°C не ниже 77 при критическом значении 19. Это может свидетельствовать в пользу одновременного образования опробованных пород. Степень кристалличности модель-

ных систем при температуре 1130°С составляет 77-79 об.%, основными кристаллическими фазами являются PI (47-52%), CPx (10-12%) и OPx (7-10%), содержание оливина около 1%, магнетита менее 1%, что соответствует соотношениям минералов кумулусного парагенезиса, наблюдаемым в шлифах. Таким образом, тренд фракционной кристаллизации в камере состава расплава, полученного на первом шаге геохимической термометрией оливиновых габбро, подтверждается независимыми модельными оценками по габброноритам. Этот модельный тренд можно считать реалистичной оценкой тренда эволюции состава расплава в магматической камере, по крайней мере, начиная с температуры 1145°С.

На третьем шаге для проверки гипотезы о комагматичности метапорфиритов цаган-забинского и габброидов бирхинского комплекса также использован метод геохимической термометрии в модификации «расплав камеры – состав расплава породы». Для модельных расчетов использованы составы двух проб метапорфиритов (11А150 и 11А159А). Состав модельного расплава пробы 11А150 (см. рис. С) сближается с составом расплава камеры в диапазоне температур 1123-1138°С, кристалличность системы при 1138°С 50 об.%, основной кристаллической фазой является PI (40%), содержание OI, Opx и Cpx менее 5%. Состав расплава пробы 11А159А сближается с составом расплава камеры при температуре 1123°С, кристалличность системы 40 об.%, на плагиоклаз приходится 35%. Обращает на себя внимание довольно высокая степень кристалличности модельной магмы и наличие в ней темноцветных минералов, чего не наблюдается в шлифах метапорфиритов. Однако следует отметить, что петрографически идентифицируются только реликты вкрапленников, которых до метаморфических преобразований пород могло быть и больше.

Кроме того для модельных расчетов использована проба метадолеритов SE1873A из разреза пород цаган-забинского комплекса. Состав модельного расплава этой пробы (см. рис. С) сближается с составом расплава камеры при температуре 1130°С, кристалличность системы 32 об.%, на плагиоклаз приходится 30%. В модельных системах всех трех проб цаган-забинского комплекса наблюдается недостаток окиси натрия (до 0.6 вес.%) при оптимальных температурах сближения составов. Это может свидетельствовать о том, что эти породы претерпели метасоматические изменения после кристаллизации.

Результаты геохимической термометрии позволили провести модельные расчеты содержаний редкоземельных элементов в расплавах. Оливиновые габбро первой фазы бирхинского комплекса характеризуются европиевым минимумом, габбронориты – максимумом, при этом общее содержание РЗЭ в габброноритах ниже, чем в оливиновых габбро, что, на первый взгляд, противоречит гипотезе об образовании этих пород в ходе фракционной кристаллизации единого расплава. Однако составы модельных расплавов при оптимальных температурах сближения показывают значительное сходство, во всех расплавах присутствует отрицательная европиевая аномалия. Это объясняется значительным количеством кристаллов кумулятивного плагиоклаза в габброноритах, в результате чего общее содержание РЗЭ в них снижено относительно равновесного расплава кроме европия. Концентрации РЗЭ в метапорфиритах выше их концентраций в габброидах, европиевая аномалия отсутствует. Однако содержания РЗЭ в модельных расплавах практически аналогичны их содержаниям в модельном расплаве магматической камеры, и так же характеризуются европиевым минимумом. Таким образом, результаты расчетов содержаний РЗЭ в модельных расплавах подтверждают результаты геохимической термометрии.

По результатам проведенных работ можно сделать заключение, что метапорфириты основного состава цаган-забинского комплекса комагматичны габброидам первой фазы бирхинского комплекса. Это является еще одним основанием для высказанного ранее предложения [1, 2] об объединении цаган-забинского и бирхинского комплексов в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

### Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №16-05-00202 и №17-05-00203

1. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский Складчатый Пояс) / Д. П. Гладкочуб [и др.] // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457, № 4. С. 429-433.

2. Особенности состава метавулканитов цаган-забинскго комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) / А. В. Лавренчук [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания (Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 17-20 октября 2014 г.). Вып.12. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. С. 183-184.

3. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский – Широкая. Ольхонский геодинамический полигон / Е. В. Скляров (отв. ред.). М., 2012. Изд-во: Группа компаний А1 TIS.

4. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения / М. Я. Френкель // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.

*Лавренчук Андрей Всеволодович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГМ СО РАН, Новосибирск

# Триасовый эпизод магматизма и метаморфизма в комплексах Усть-Бельского террейна (Чукотка, Россия): возраст и геодинамическая обстановка

© <u>Г. В. Леднева</u><sup>1</sup>, П. Лэйер<sup>2</sup>, Б. А. Базылев<sup>3</sup>, Д. В. Кузьмин<sup>4, 5</sup>, Н. Н. Кононкова<sup>3</sup>
 <sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, ledneva@ilran.ru
 <sup>2</sup> College of Natural Science and Mathematics, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, USA, pwlayer@alaska.edu
 <sup>3</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, Москва, Россия, bazylev@geokhi.ru, nnzond@geokhi.ru
 <sup>4</sup> Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, киzmin@igm.nsc.ru
 <sup>5</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Обоснован ранне-среднетриасовый возраст (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar плато-возрасты первичных роговых обманок) наиболее позднего эпизода магматизма, проявленного в виде даек диабазов в комплексах ультрамафитов-мафитов неопротерозоя и позднего неопротерозоя – кембрия Усть-Бельского террейна. Диабазы по составу отвечают деплетированным островодужным толеитам, а их формирование предполагается в надсубдукционной геодинамической обстановке. Практически синхронно с проявлением магматической активности древние комплексы ультрамафитов и мафитов, а также рвущие их дайки диабазов подверглись метаморфизму, Р-Т параметры которого отвечают граничным условиям эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фации и фации амфиболовых эклогитов и типичны, в частности, для обстановки надсубдукционного мантийного клина. При метаморфизме диабазы были преобразованы в гранатовые амфиболиты, вмещающие их ультрамафиты – в серпентиниты с характерной ассоциацией оливин-антигорит-диопсид, а жилы диоритов позднего неопротерозоя-кембрия – в альбит-цоизитпарагонит-паргаситовые породы.

Ключевые слова: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронология, островодужные толеиты, метаморфизм, субдукция, триас, Чукотка

# Triassic Episode of Magmatism and Metamorphism in Complexes of the Ust'-Belaya Terrane (Chukotka, Russia): Age and Geodynamic Setting

<u>G. V. Ledneva</u><sup>1</sup>, P. W. Layer<sup>2</sup>, B. A. Bazylev<sup>3</sup>, D. Kuzmin<sup>4, 5</sup>, N. N. Kononkova<sup>3</sup>
 <sup>1</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, ledneva@ilran.ru
 <sup>2</sup>College of Natural Science and Mathematics, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, USA, pwlayer@alaska.edu
 <sup>3</sup> V. I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
 Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, bazylev@geokhi.ru, nnzond@geokhi.ru
 <sup>4</sup> VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch
 Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, kuzmin@igm.nsc.ru
 <sup>5</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

The early-middle Triassic age of the latest magmatic episode expressed in diabase dikes intruding Neoproterozoic and late Neoproterozoic – Cambrian ultramafic-mafic complexes of the Ust'-Belaya terrane is proved by  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar dating of primary hornblendes. Diabases studied compositionally correspond to a depleted island-arc tholeiite and they are suggested to be originated in a subduction-related geodynamic setting. Almost coevally to this magmatism, ancient ultramafic-mafic complexes as well as cutting them diabase dikes experienced high pressure metamorphism at P-T parameters of epidote amphibolite – amphibolite – amphibole eclogite facies transition, which are typical of a mantle wedge setting in particular. This metamorphism was resulted in garnet amphibolite produced after diabase, serpentinite with a peculiar mineral assemblage of olivine-antigorite-diopside originated after ultramafic rocks emplacing dikes, and albite-zoisite-paragonite-paragasite rocks formed after late Neoproterozoic – Cambrian diorite veins.

Keywords: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology, arc tholeiite, metamorphism, subduction, Triassic, Chukotka

Усть-Бельский террейн, расположенный в одноименных горах центральной Чукотки (Россия), относится к структурам Западно-Корякского складчатого пояса, разделяющего Корякско-Камчатскую и Верхояно-Чукотскую складчатые области. Этот пояс, наряду с Усть-Бельским террейном, включает офиолитовые террейны позднего палеозоя и мезозоя и островодужные комплексы позднего триаса – раннего мела (фрагменты Кони-Мургальской/Удско-Мургальской дуги), аккретированные к окраине Азиатского континента в раннем мелу [8].

Усть-Бельский террейн рассматривают как аллохтон сложного строения, надвинутый на вулканогенно-терригенные толщи сеномана-турона и сантона Корякско-Камчатской складчатой области. В составе террейна выделяют несколько тектонических пластин [1], сложенных преимущественно ультрамафитами и мафитами неопротерозоя-кембрия, полимиктовыми серпентинитовыми меланжами, пластины с лавами базальтов (N-MORB), туфами и андезитами с геохимическими метками островодужных толеитов, вулканогенно-осадочными отложениями верхнего девона – нижнего карбона и терригенными толщами верхней юры – раннего мела [4]. Ультрамафиты и мафиты, образующие Усть-Бельский массив, Толовскую тектоническую пластину и часть Отрожненской пластины, представлены комплексами (1) мономиктовых серпентинитовых меланжей, (2) реститовых шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов с телами дунитов, (3) дунитовперидотитов и троктолитов-габбро, (4) жильных тел диоритов, плагиогранитов и плагиоклазитов, и (5) даек диабазов, а также метаморфическими аналогами всех разновидностей пород. Геохронологические исследования последних лет позволили установить несколько этапов формирования ультрамафитов и мафитов: в неопротерозое (799±15, 858,1±7,4 – U-Pb возраст цирконов из роговообманковых габбро [2, 3], 884±38 млн лет – Sm-Nd изохронный возраст оливиновых пироксенитов [5], в позднем неопротерозое – кембрии (547-575 млн лет – U-Pb возраст цирконов жильных диоритов, плагиогранитов и плагиоклазитов [2, 3, 6, 9, 11]) и в раннем-среднем триасе (235,4±2,4 млн лет – U-Pb возраст цирконов кварцевых диоритов даек [2, данная работа]). Метаморфизм ультрамафитов и мафитов датируют средним-поздним девоном ( $367\pm12,5$  и  $383,9\pm11,2$ ,  $^{40}$ Ar/<sup>39</sup>Ar плато-возраст амфиболов [7]) или поздней пермью-ранним триасом ( $265,3\pm3,8,254,0\pm3,8$  и  $252,1\pm2,4$  млн лет [4, данная работа]).

Объектом настоящего исследования были дайки диабазов, секущие шпинелевые перидотиты, а также метаморфизованные дайки гранатовых амфиболитов и жилы альбит-цоизит-парагонитпаргаситовых пород, секущие серпентиниты. Полученные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar плато-возрасты амфиболов и валовых пород даек и жил, наряду с данными по составам минералов и валовой геохимии пород, позволили сформулировать следующие выводы.

1. Диабазы даек и гранатовые амфиболиты метаморфизованных даек имеют идентичный состав, отвечающий по геохимии деплетированным островодужным толеитам.

2. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar плато-возрасты составляют 240±2,2 и 222,7±5 млн лет для порфировых вкрапленников клинопироксена (центр) – роговой обманки (край) и 240,5±4,1 млн лет для гранатового амфиболита (валовый состав). Близость <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar плато-возрастов первичных магматических вкрапленников диабазов и гранатового амфиболита метаморфизованной дайки указывают на внедрение основных магм и метаморфизм диабазов в одно время в раннем – среднем триасе.

3. <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг плато-возрасты высоко-Na паргасита (255±7, 238±2, 237±2 млн лет) из жильной породы, являющейся метаморфическим аналогом жильных диоритов позднего неопротерозоя – кембрия (575±10 млн лет, U-Pb возраст цирконов [3]) и Ca-амфибола (251±25 и 223±7 млн лет) роговообманкового габбро, содержащего цирконы раннего неопротерозоя (799±15 млн лет [3]), близки к <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг плато-возрастам порфировых вкрапленников диабазов и гранатового амфиболита. Это позволяет предполагать метаморфизм древних комплексов раннего неопротерозоя и позднего неопротерозоякембрия в раннем-среднем триасе, практически одновременно с внедрением островодужных толеитовых магм и их кристаллизацией.

4. Условия метаморфизма, оцененные по минеральному парагенезису гранатового амфиболита, отвечают граничным условиям эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фации и фации амфиболовых эклогитов (согласно классификации в работе [12]). Температура метаморфизма для ассоциации плагиоклаз-эпидот-фенгит-роговая обманка-гранат гранатового амфиболита составляет ~580±33°C при среднем давлении 13,8±1,7 кбар (THERMOCALC, версия 3.26 [14]). Температура закрытия обменных реакций Fe-Mg между гранатом и роговой обманкой в этой же породе оценена в 570°C [15], давление, рассчитанное по составу фенгита при этой температуре, – 12,6-12,7 кбар [10].

5. Серпентиниты, вмещающие метаморфизованные дайки и жилы, сложены ассоциацией оливинантигорит-диопсид, устойчивой при оцененных Р-Т параметрах метаморфизма, и обнаруживают структурно-текстурные особенности, характерные для метаультрамафитов субдуцирующей плиты и прилегающей к ней областей мантийного клина [12]. Параметры метаморфизма альбит-цоизитпарагонит-паргаситовой жильной породы не могут быть оценены, однако установленная в них минеральная ассоциация устойчива в области Р-Т параметров, рассчитанных для гранатовых амфиболитов [13].

6. Таким образом, в раннем-среднем триасе внедрение островодужных толеитовых магм происходило в надсубдукционной геодинамической обстановке в более древние шпинелевые перидотиты и дуниты, слагающие в современной структуре разные тектонические пластины. Шпинелевые перидотиты и дуниты, по-видимому, были частью мантийного клина над погружающейся литосферной плитой и подвергались метаморфизму над зоной субдукции. Ранее предполагалось, что ультрамафиты и мафиты Усть-Бельского террейна слагали основание позднетриасовой – раннемеловой Кони-Мургальской островной дуги [7]. В этом случае островодужный толеитовый магматизм в раннем – среднем триасе, возможно, отражает начальный этап формирования этой дуги.

#### Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (15-17-10251)

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.

2. Гульпа И. В. Объяснительная записка к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000. Корякская серия. Лист Q-59-XXIX, XXX (Отрожненская площадь). СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.

3. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация / Г. В. Леднева [и др.] // Геохимия. 2012. № 1 С. 48-59.

4. Моисеев А. В., Соколов С. Д., Хаясака Я. Вулканогенно-осадочный комплекс Отрожнинской пластины Усть-Бельского террейна, западная Корякия // Геотектоника 2014. Т. 48, № 3. С. 30-49

5. Некрасов Г. Е., Богомолов Е. С. Офиолиты Усть-Бельского террейна (Чукотка) – след позднедокембрийского раскола суперконтиннета Родиния в структурах северо-восточного обрамления Сибирского кратона (структурные, петрологоминералогические и изотопные данные) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 461, № 6. С. 685-690.

6. Паланджян С. А. Усть-Бельский офиолитовый террейн Западно-Корякского орогена: изотопное датирование и палеотектоническая интерпретация // Геотектоника. 2015. Т. 49, № 2. С. 50-67.

7. Геодинамическая интерпретация <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона / С. А. Паланджян, П. У. Лэйер, У. У. Паттон, А. И. Ханчук // Геотектоника. 2011. Т. 45, № 6. С. 72-87.

8. Соколов С. Д. Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы / под ред. Д. В. Рундквист // Проблемы глобальной геодинамики: материалы теоретического семинара ОГГГГН РАН 2000–2001. Вып. 2. М.: РАН, 2003. С. 32-56.

9. Тихомиров П. Л. Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434, № 3. 222-226.

10. Caddick M. J., Thompson A. B. Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from the wide range of tectonic settings: Mineral compositions in equilibrium // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 156. P. 177-195.

11. Hayasaka Y., Moiseev A. V., Sokolov S. D. Methodology and philosophy for detrital zircon chronology using EPMA, LA-ICP-MS, and SHRIMP, and outline of results for the Paleozoic to Mesozoic complex in the Ust'-Belaya Range, West Koryak thrust and fold belt, Far East Russia. Abstracts of the Russian-Japanese Workshop Symposium "Ophiolites and related complexes: Significance for geodynamic interpretations". Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 2010, p. 11.

12. Li X.-P., Rahn M., Bucher K. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 159-177.

13. Molina J. F., Poli S. Singular equilibria in paragonite bluechists, amphibolites and eclogites // Journal of Petrology. 1998. V. 39, № 7. P. 1325-1346.

14. Powell R., Holland T. Optimal geothermometry and geobarometry // American Mineralogist. 1994. V. 79. P. 120-133.

15. Ravna E. K. Distribution of  $Fe^{2+}$  and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer // Lithos. 2000. V. 53. P. 265-277.

*Леднева Галина Викторовна*, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ГИН РАН, Москва
## Полихронные цирконы из пород ультрамафитовых массивов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия)

 © <u>Ф. П. Леснов <sup>1</sup></u>, М. А. П. Пинхейро<sup>2</sup>, С. А. Сергеев<sup>3, 5</sup>, Н. С. Медведев<sup>4</sup>
 <sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, lesnovfp@list.ru
 <sup>2</sup>Бразильская геологическая служба, Белу Оризонте, Бразилия, marcopiacentini@gmail.com
 <sup>3</sup>ФГБУ ВСЕГЕИ, Центр изотопных исследований, Санкт-Петербург, Россия, sergey\_sergeev@vsegei.ru
 <sup>4</sup>Институт неорганической химии СО РАН, Новосибирск, Россия, medvedev@niic.nsc.ru
 <sup>5</sup>Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Представлены данные о морфолого-оптических, геохимических и изотопно-геохронологических (U-Pb метод) свойствах полихронных цирконов из пород двух ультрамафитовых массивов – Розета и Коррего да Арея. Выявленные в лерцолитах из первого массива цирконы (возраст 788±15 млн лет) рассматриваются в качестве реликтовой фазы, сохранившейся в верхнемантийном протолите и подвергшейся «омоложению». Цирконы из оливиновых ортопироксенитов второго массива (возраст 2558-1321 млн лет) интерпретируются в качестве ксеногенной фазы, извлеченной мафитовым расплавом при частичном плавлении верхнемантийного протолита,

Ключевые слова: циркон, изотопный возраст, докембрий, полигенные мафит-ультрамафитовые массивы, офиолитовая ассоциация, кратон Сан Франциско, Бразилия

# Polychronous Zircons from the Rocks of Ultramafic Massifs of South Folded Frame of São Francisco Craton (SE Brazil)

<u>F. P. Lesnov</u><sup>1</sup>, M. A. P. Pinheiro<sup>2</sup>, S. A. Sergeyev<sup>3, 5</sup>, N. S. Medvedev<sup>4</sup>
 <sup>1</sup> Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, lesnovfp@list.ru
 <sup>2</sup> Brazilian Geological Survey, Belo Horizonte, Brazil, marcopiacentini@gmail.com
 <sup>3</sup> FGBU VSEGEI, Center for Isotopic Research, St. Petersburg, Russia, sergey\_sergeev@vsegei.ru
 <sup>4</sup> Institute of Inorganic Chemistry SB RAS, Novosibirsk, Russia, medvedev@niic.nsc.ru
 <sup>5</sup> Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

The first data on the morphological-optical and geochemical properties, as well as the isotope age (U-Pb method) of polychronous zircons from the rocks of two small ultramafic massifs lying among the Archaean-Proterozoic metamorphic formations of the southern folded frame of the San Francisco Craton (SE Brazil) are presented. Roseta massif is composed of lherzolites, clinopyroxene-bearing harzburgites, harzburgites proper, as well as olivine websterites and orthopyroxenites. The Corrego da Area massif is composed of coarse-grained olivine orthopyroxenites. The central zones of zircons from the lherzolite of the Roseta massif have a concordant age of  $788 \pm 15$  Ma (presumably relictic, "rejuvenated"). The metamictic rims around these crystals have a concordant age of  $638.2 \pm 5.4$  Ma. The concordant age of zircons from olivine orthopyroxenite from the same massif was  $608.9 \pm 3.4$  Ma (presumably syngenetic). Zircons from the olivine orthopyroxenite of the Corrego da Area massif are represented by three zircon populations (millions of years): 2515 and 2100 (presumably xenogenic, from enclosing rocks); 608.9 (presumably epigenetic). These massifs are considered by us as protrusive blocks – the detachments of the tectonically fragmented polygenic mafic-ultramafic complex of the Precambrian ophiolite association.

Keywords: zircon, Pre-Cambrian isotopic age, polygenic mafic-ultramafic massifs, ophiolite association, San-Francisco Craton, Brazil

Массивы мафит-ультрамафитового состава на территории Бразилии имеют ограниченное распространение. Они исследованы недостаточно детально, особенно с применением современных геохимических и изотопно-геохронологических методов. В работе представлены первые данные о морфолого-оптических и геохимических свойствах, а также изотопном возрасте цирконов из пород двух ультрамафитовых массивов, залегающих среди архей-протерозойских метаморфических образований южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия). *Массив Розета*, обнажающийся на площади около 4 кв. км, расположен в 10 км к ЮЗ от города Арентина (21°57'36.01" ю.ш.; 44°20'17.97" з.д., рис. 1). В строении массива принимают участие в различной мере серпентинизированные лерцолиты, клинопироксенсодержащие гарцбургиты, собственно гарцбургиты, а также оливиновые вебстериты, оливиновые ортопироксениты с примесью клинопироксена, амфибола и зеленой шпинели, которыми сложены жильные тела.

*Массив Коррего да Арея*, расположеный в пределах покрова Карранкас, в 55 км к северо-западу от массива Розета (21°30'53.86" ю.ш.; 44°34'2.66" з.д.), имеет форму вытянутого в меридиональном направлении линзовидного тела протяженностью около 2 км и шириной около 40 м. В обрамлении массива обнажаются ставролит-гранатовые сланцы, кварциты, биотитовые гнейсы и амфиболиты. Массив сложен метаморфизованными крупно- и грубозернистыми оливиновыми ортопироксенитами, содержащими примесь кальциевого амфибола, а также мелкие выделения зеленой шпинели.



Рис. 1. А – схема тектонического районирования территории Бразилии, по [2, с изменениями]. Звездочками обозначено расположение городов Бразилиа и Сан Паулу. Кратоны: І – Амазон, ІІ – Сан Луис, ІІІ – Сан-Франциско, IV – Паранапанема (штрих-пунктирной линией оконтурена территория, перекрытая метаосадочным чехлом). Б – схематическая геологическая карта массива Розета, по [3, с изменениями]. 1 – кианит-микроклиновые гнейсы (клипп Карвалхос), 2 – фельдшпатитовые сланцы и гнейсы с прослоями мусковитовых гнейсов (непп Либердаде), 3 – ультраосновные породы, 4 – элементы залегания сланцеватости пород, 5 – тектонические контакты пород массива Розета с породами обрамления, 6 – надвиг. Черными кружками обозначены места отбора проб для изотопного датирования цирконов: (1) – проба РР-007Ат (лерцолит), (2) – проба РР-007В2 (оливиновый ортопироксенит)

U-Pb методом (SIMS SHRIMP II, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) выполнены определения возраста цирконов из проб лерцолита и оливинового ортопироксенита (массив Розета) и оливинового ортопироксенита (массив Коррего да Арея). Размеры кристаллов пиркона варьируют в интервале 150-500 микрон. Из проб пород обоих массивов исследовано более 50 кристаллов циркона. По результатам определений, выполненных рентгеноспектральным методом, эти цирконы незначительно отличаются по общему химическому составу, в то же время они отличаются по морфологии, оптическим свойствам и характеру распределения элементов-примесей. Центральные зоны большинства кристаллов из лерцолита, часто окруженные темными метамиктными каймами, характеризуются очень низкой интенсивностью катодолюминесцентного свечения (КС) и отсутствием осцилляторной зональности (ОЗ). По данным, полученным при изотопном датировании цирконов U-Pb методом на инструменте SIMS SHRIMP, установлено, что центральные зоны этих кристаллов характеризуются низкими содержаниями U (4-33 г/т) и Th (4-12 г/т), а также умеренными значениями параметра Th/U (0.18-0.50). Часть кристаллов из лерцолита, полностью лишенных КС, обогащена U (247-1675 г/т) и Th (35-187 г/т), но имеет низкие значения параметра Th/U (0.01-0.14). Метамиктные каймы, окружающие кристаллы циркона, также полностью лишенные КС, обогащены U (134-318 г/т), обеднены Th (4-12 г/т), также имеют низкие значения параметра Th/U (0.02-0.04). Предполагается, что частичное или полное исчезновение КС и ОЗ в кристаллах циркона из лерцолита и в их каймах, как и их обогащение U, обусловлены более поздним процессом их метамиктных преобразований. Цирконы из оливинового ортопироксенита массива Розета характеризуются умеренными содержаниями U (59-308 г/т), низкими содержаниями Th (2-5 г/т) и низкими значениями параметра Th/U (< 0.03). В цирконах из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея наблюдались умеренные, реже – повышенные содержания U (65-929 г/т), повышенные содержания Th (15-401 г/т) и преимущественно повышенные значения параметра Th/U (0.3-0.6). Соотношение содержаний U и Th в исследованных кристаллах циркона из каждого из массивов показано на рис. 2.

По результатам сканирования произвольных срезов представительных кристаллов циркона методом LA ICP-MS с измерениями содержаний элементов в 25 точках профилей была выявлена их геохимическая неоднородность (микозональность, рис. 3). Было определено, что краевые зоны многих кристаллов обогащены Zr, Hf, Y, Sr, в то время, как их центральные зоны обеднены этими элементами. Геохимическая неоднородность кристаллов циркона проявилась в положении и конфигурации спектров распределения в них хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов (рис. 4).



Рис. 2. Соотношение между содержаниями U и Th в кристаллах циркона из лерцолита и оливинового ортопироксенита массива Розета, а также из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея



Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из пород массива Розета, выполненные в CL режиме. В каждом кристалле при сканировании методом LA ICP-MS вдоль профилей, направление которых показано стрелками, в 25 точках измерений были определены содержания элементов-примесей. В верхнем ряду – кристаллы из лерцолита, в нижнем ряду – из оливинового ортопироксенита



Рис. 4. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов, построенные по результатам сканирования кристаллов циркона 4758\_1.1 (лерцолит, массив Розета) и 4756\_19.1 (оливиновый ортопироксенит, массив Коррего да Арея)

Анализы, выполненные U-Pb методом, показали, что цирконы из пород обоих массивов отличаются по изотопному возрасту. Центральные зоны кристаллов из лерцолита массива Розета, имеющие очень низкую интенсивность КС и лишенные ОЗ, имеют возраст в интервале 728-800 млн лет (конкордантный возраст 788±15 млн лет). Значения возраста, полученные для метамиктных кайм этих кристаллов, изменяются в интервале 619-663 млн лет (конкордантный возраст 638.2±5.4 млн лет).

Предполагается, что цирконы из лерцолита являются реликтовыми, ранее находившимися в верхнемантийном протолите, но вследствие более позднего процесса метамиктных преобразований они были частично или полностью лишены КС и ОЗ, по периферии некоторых из них образовались реакционные каймы и одновременно произошло неравномерное «омоложение» U-Pb изотопной системы этих кристаллов. Возраст цирконов из оливинового ортопироксенита массива Розета варьирует в диапазоне 596.9-622.6 млн лет (конкордантный возраст – 608.9±3.4 млн лет). Это значение, как предполагается, фиксирует время кристаллизации этих пород, которые рассматриваются нами в качестве гибридных образований, сформированных в результате взаимодействия мафитовых расплавов с более древними реститогенными ультрамафитами. Цирконы из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея показали более древний возраст по сравнению с цирконами из массива Розета. Среди них выделены три популяции: 2515 млн лет, 2100±15 млн лет и 608.9±3.4 млн лет. Генезис кристаллов из двух первых популяций пока не поддается однозначной интерпретации. По одной из версий они являются ксеногенными, захваченными материнским мафитовым расплавом из вмещающих массив метаморфических пород, По другой версии цирконы с возрастом 2100 млн лет, возможно, являются сингенетичными, и в этом случае их возраст может указывать на время образования оливиновых ортопироксенитов этого массива. Четыре кристалла из третьей, молодой популяции (576, 589, 787, 929 млн лет), возможно, являются эпигенетическими.

Изученные массивы рассматриваются нами в качестве протрузивных блоков – отторженцев залегающего на глубине тектонически фрагментированного полигенного мафит-ультрамафитового комплекса докембрийской офиолитовой ассоциации [1].

#### Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014

1. Леснов Ф. П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: ГЕО, 2015. 240 с.

2. Almeida F. F. M. O Cráton do São Francisco // Revista Brasileia de Geociências. 1977. V. 7. P. 349-364.

3. Paciullo F. V. P, Ribeiro A., Trouw R. A. J. Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro // Projeto Sul de Minas-Etapa I. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003. V. 1. P. 84-119.

*Леснов Феликс Петрович*, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник Института геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

# Самородные платиноиды в коренных рудах и россыпях Полярного, Приполярного, Северного Урала и Тимана

© А.Б. Макеев<sup>1</sup>, Н.И. Брянчанинова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ИГЕМ РАН, Москва, Россия, abmakeev@igem.ru
<sup>2</sup> Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия

С помощью микрозондового анализа изучены минералы группы платины (МПГ) из россыпей и коренных месторождений Полярного, Приполярного, Северного Урала и Тимана. Разница между двумя геолого-промышленными типами ультрабазитовых массивов (альпинотипными – хромитоносными и концентрически-зональными – платиноносными), где известны МПГ, выражается в геохимической и минеральной специализациях, а именно в их количественных соотношениях. В альпинотипном типе массивов специализация смещается в сторону увеличения доли рутения в Ru-Os-Ir интерметаллидах и в увеличении доли Rh, Cu и Ni в Fe-Pt-интерметаллидных, как это наглядно видно на номенклатурных треугольниках.

Ключевые слова: изоферроплатина, медно-никелевая тетраферроплатина, осмий, иридий, Ри-иридий, (ритеносмирид), Полярный, Приполярный, Северный, Средний Урал, Тиман.

#### Native PGM in Ores and Placers Polar, Sub Polar, Northern Urals and Timan

<u>A. B. Makeyev<sup>1</sup></u>, N. I. Bryanchaninova<sup>2</sup> <sup>1</sup>Institute of Geology of ore deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, Russia, abmakeev@igem.ru <sup>2</sup>Vernadsky State Geological Museum (SGM RAS), Moscow, Russia, n.bryanchaninova@sgm.ru

There were carried out microprobe tests of the PGM from placers of Polar, Sub Polar Northern Urals and Timan. The difference between the two Ural geological-industrial types of ultramafic massifs (Alpine-type – chromium-bearing and concentric-zonal – platinum-bearing), where the known PGM, expressed in geochemical and mineral specialization is in fact PGM, namely, their quantitative ratios. In Alpine-type massifs specialization is shifted in the direction of increasing the proportion of ruthenium in the Ru-Os-Ir- and increase the share of Rh, Cu and Ni in Fe-Pt-intermetallic, as is clearly seen in the nomenclature triangles.

Keywords: isoferroplatinum; copper-nickel tetraferroplatinum; osmium; iridium; Ru-iridium (ruthenosmiride); Polar, SubPolar, Northern, Middle Urals, Timan.

В течение многих лет велись поиски минералов группы платины (МПГ) в аллювиальных отложениях западного салона севера Урала и Тимана. Накопились многочисленные данные о находках МПГ в нескольких десятках мест с весьма широкой географией от Полярного Урала в реках Лонгот-Юган, Елец, Есто-Шор, Грубею, Воравож, Харута, Няньворгавож; на Приполярном Урале – Кожим, Балбанью, Косью, Березовка, Перибор, Сывью, Б. Паток, Щугор; на Северном Урале – Илыч, Печора, Унья; Тиман – Черная, Кыв-Вож и др. Геологами ПГО "Полярноуралгеология" в аллювии многих перечисленных водотоков в процессе шлиховой съёмки найдены единичные мелкие зерна МПГ величиной от 40 до 300 мкм, изредка больше. Значительное количество зёрен (многие десятки и сотни) выделены методом отдувки ультратяжелых фракций крупнообъёмных проб и в результате опытной добычи в золотоносных россыпях в аллювии рек Сывью, Кожим на Приполярном Урале и Кыв-Вож на Тимане. В этих местах содержание МПГ достигает 1-2.5% от весового содержания золота. Величина окатанных лепешковидных зёрен МПГ здесь в среднем 500-600 мкм и достигает 2 мм в диаметре, из них «платина» – наиболее крупная [1-7].

Диагностика МПГ проводилась с помощью рентгенофазового анализа и расчета параметров элементарной ячейки, визуально по морфологическим признакам, отражению, плотности, твердости. Состав МПГ определялся на микрозонде Camebax SX50 в МГУ (оператор Н.Н. Кононкова), условия анализа: U = 20 кВ, I = 30 нА, t = 10-12 сек; аналитические линии La - ЭПГ и Ka - Fe, Ni, Cu; эталоны – чистые металлы, сплавы ЭПГ и NiO. Получено около 170 полных микрозондовых химических анализов МПГ. Поверхность зерен изучалась в растовом электронном микроскопе, а сростки и включения – в характеристическом излучении ЭПГ. В аллювии региона диагностировано 15 минералов и их разновидностей: железистая платина, железо-иридистая платина, родиево-железистая платина, изоферроплатина, иридистая изоферроплатина, рутениевая изоферроплатина, Pt<sub>2</sub>Fe, осмий, рутениевый осмий, иридий, платинистый иридий, рутений, рутениридосмин, ирарсит, иридисто-осмиевый лаурит. Большая часть из них обнаружены нами впервые. В сростках или в виде включений встречаются осмий + изоферроплатина, Pt-иридий + Ir-изоферроплатина, иридий + осмий, осмий + ирарсит, Irизоферроплатина + Pt-иридий, Fe-Ir-платина + Ir-изоферроплатина. Не образует срастания с другими МПГ только рутений и рутенистый осмий. Оригинальные анализы МПГ, характеризующие все минеральные разновидности, опубликованы нами в работах [3, 4, 6, 7]. Фигуративные точки составов минералов систем Os-Ir-Ru и Fe-Pt-(Ni+Cu) показаны на рисунке.

Среди интерметаллидов системы Os-Ir-Ru выявлены 4 минерала и две разновидности. Частотная диаграмма распределения изоморфного железа в Fe-Pt-интерметаллидах свидетельствует о трехмодальном его распределении и наличии, по крайней мере, трех минералов: самородной платины (с примесью Fe до 20 ат.%), изоферроплатины и соединения  $Pt_2$ Fe. Наиболее полно в настоящее время изучена минералогия платиноидов двух россыпей. В аллювии р. Кожим (Приполярный Урал) изучено 300 зерен МПГ, проведено 70 микрозондовых анализов и диагностировано 13 минералов и разновидностей платиноидов. В руч. Кыв-Вож (Вымская гряда, Тиман) изучены 96 зерен, проведены 44 анализа и диагностировано 8 МПГ. Рассчитаны статистические особенности в распространении МПГ – Fe-Pt-, Os-Ir-интерметаллидов и самородного рутения двух россыпей. Соотношение этих трех групп минералов в этих локатипах близко и соответственно составляет: р. Кожим – 88, 6, 6; руч. Кыв-Вож – 73, 21, 6 об.%. Т. е. в этих россыпях Pt-Fe-интерметаллиды имеют преимущественное распространение. Баланс ЭПГ в двух россыпях показывает следующее их соотношение (Pt:Ir:Os:Ru:Rh:Pd): p. Кожим – 80:7.5:7.0:3.5:1:1; руч. Кыв-Вож – 68:13:12:5:1:1.



Рис. Фигуративные точки составов PGM на треугольных диаграммах:

а – для Fe-Pt-интерметаллидов, где 1 – изоферроплатина Pt<sub>3</sub>Fe, Нижнетагильский массив; 2 – никелисто-медистая тетраферроплатина Pt(Fe, Ni, Cu) Господская шахта; 3 – изоферроплатина Pt<sub>3</sub>Fe из Исовско-Туринской россыпи, Cp.Урал; 4 – из хромитовых руд Райизского массива [8], 5 – поле распространения составов из россыпей исследуемого района; б – для Ru-Os-Ir-интерметаллидов, где 1 – осмий и иридий из Исовско-Туринской россыпи; 2 – осмий, рутений и рутениридосмин из хромитовых руд Райизского массива [8], 3 – из россыпей исследуемого района

Весьма любопытно сходство минералогии описанных нами выше россыпных объектов с недавно обнаруженными мелкими (200–400 мкм) включениями изоферроплатины, тетраферроплатины, никелистого туламинита (n=10) и Os-Ir-Ru-интерметаллидов (n=20) в коренных хромитовых рудах месторождения Центрального и Западного Райизского массива (Полярный Урал) [8], который относится к особому геолого-промыщленному типу массивов – альпинотипным хромитоносным. Эти новые данные (рис., табл. 1, 2), во-первых, позволяют положительно ответить на вопрос: могут ли альпинотипные массивы Урала быть коренными источниками PGM в россыпях? А во-вторых, позволят разграничить химические особенности Pt-Fe-интерметаллидов двух геолого-промышленных типов ультраосновных массивов.

Особенности состава и характер срастаний зёрен позволяют сделать вывод о наличии двух минеральных ассоциаций МПГ, генетически связанных с двумя различными формационными типами ультрабазитов: 1) железо-платиновые интерметаллиды ассоциируют с осмий-иридиевыми интерметаллидами и, вероятно, генетически связаны с концентрически-зональными пироксенит-дунитовыми массивами уральско-аляскинского типа или с щелочно-ультраосновными массивами типа Кондерского; 2) рутений, ассоциирующий с лауритом, скорее всего, попал в аллювиальные россыпи из альпинотипных ультрабазитов.

Wt.%	Fe	Ni	Cu	Pt	Rh	Total	Минералы						
22-31B	7,97	1,12	1,47	89,44	0,00	100,00	Изоферроплатина Pt <sub>3</sub> Fe						
22-4-1	10,32	0,93	0,00	86,11	2,64	100,00	Родистая						
22-4-2	10,30	0,51	0,00	86,48	2,70	99,99	изоферроплатина						
14-18-1	9,66	2,55	1,31	83,96	2,53	100,01	Rh-Pt <sub>3</sub> Fe						
14-18-2	10,32	2,02	1,69	83,30	2,66	99,99							
14-18-3	10,04	2,03	2,18	83,27	2,48	100,00							
14-18-4	10,74	3,89	6,36	78,44	0,57	100,00	Медисто-никелистая						
14-18-5	10,53	3,71	6,23	79,17	0,36	100,00	тетраферроплатина						
14-18-6	10,11	4,08	7,02	77,81	0,98	100,00	$Pt_{1,0}Fe_{0,5}Cu_{0,3}Ni_{0,2}$						
14-18-7	10,58	4,57	6,41	76,99	1,45	100,00							
At,%	Fe	Ni	Cu	Pt	Rh	Total	Минералы						
22-31B	22,18	2,96	3,59	71,26	0,00	99,99	Изоферроплатина Pt <sub>3</sub> Fe						
22-4-1	27,68	2,38	0,00	66,11	3,84	100,01	Родистая						
22-4-2	27,83	1,32	0,00	66,88	3,97	100,00	изоферроплатина						
14-18-1	25,00	6,27	2,98	62,21	3,55	100,01	Rh-Pt <sub>3</sub> Fe						
14-18-2	26,45	4,93	3,81	61,11	3,70	100,00							
14-18-3	25,70	4,93	4,91	61,01	3,45	100,00							
14-18-4	25,09	8,64	13,07	52,47	0,72	99,99	Медисто-никелистая						
14 10 5	24.95	0 22	12.02	53 /6	0.46	100.01	тетраферроплатина						
14-18-3	24,85	8,32	12,92	55,40	0,40	100,01	F - F - F F						
14-18-5	24,85 23,53	8,32 9,02	12,92	51,84	1,23	99,99	Pt1,0Fe0,5Cu0,3Ni0,2						

Химический состав (мас.%) и атомные количества (ат.%) Pt-Fe-интерметаллидов из хромитовых руд Райзского массива (Полярный Урал)

Таблица 2

Химический состав (мас.%) и атомные количества (ат.%) Os-Ir-Ru-интерметаллидов из райизских хромитовых руд (Полярный Урал)

N⁰				Минералы						
Образц										
	Ru	Os	Ir	Total	Ru	Os	Ir	Total		
15-6-2	24,53	39,45	36,02	100,00	38,07	32,54	29,40	100,01		
30-24	36,83	29,56	33,61	100,00	52,45	22,38	25,17	100,00		
14-16-1	25,37	35,78	38,85	100,00	39,14	29,34	31,52	100,00		
14-16-2	25,03	36,48	38,49	100,00	38,72	29,98	31,30	100,00	Рутений	
14-16-3	23,97	37,88	38,15	100,00	37,36	31,38	31,27	100,01		
22-32	31,29	32,67	36,04	100,00	46,29	25,68	28,03	100,00		
22-8	23,62	37,00	39,37	99,99	36,92	30,73	32,35	100,00		
14-17-1	14,12	41,10	44,78	100,00	23,73	36,70	39,57	100,00	Рутен-	
14-17-2	13,32	40,80	45,88	100,00	22,53	36,67	40,80	100,00	иридосмин	
14-17-3	13,23	40,42	46,34	99,99	22,40	36,35	41,25	100,00		
14-15-1	16,56	42,98	40,46	100,00	27,30	37,64	35,07	100,01		
14-15-2	16,03	43,63	40,34	100,00	26,53	38,36	35,10	99,99		
14-15-3	16,51	43,34	40,14	99,99	27,23	37,97	34,80	100,00		
22-4-3	22,29	44,44	33,27	100,00	35,16	37,25	27,59	100,00		
22-4-4	22,73	44,10	33,17	100,00	35,73	36,84	27,43	100,00	Осмий	
22-30	14,25	41,37	44,38	100,00	23,92	36,91	39,17	100,00		
22-31	14,46	66,82	18,73	100,01	24,17	59,36	16,47	100,00		
22-33	13,23	44,86	41,91	100,00	22,38	40,33	37,29	100,00		
22-9	3,07	53,32	43,62	100,01	5,64	52,14	42,21	99,99		
22-10-1	4,20	52,68	43,11	99,99	7,66	51,02	41,32	100,00		

Суперпозиция двух разноформационных минеральных ассоциаций МПГ в современном речном аллювии может быть обусловлена сложными процессами неоднократного перемыва промежуточных коллекторов, таких, как древние аллювиальные и морские россыпи, ледниковые отложения и др. Если альпинотипные ультрабазиты известны на севере Урала и могут быть потенциальным источником Ru и лаурита в аллювии [1, 5], то концентрически-зональные массивы, генерирующие Fe-Pt-

интерметаллиды, в регионе до сих пор неизвестны. Многочисленные находки изоферроплатины, осмия, иридия и их интерметаллидов с низким содержанием Ru, наряду с характерным составом хромшпинелидов в шлихах россыпей говорят о возможном открытии на Приполярном Урале и Тимане концентрически-зональных ультрабазитовых массивов и о возможном продолжении на север платиноносного пояса Урала [4, 6]. Это подтверждает и геохимическая специализация двух типов ультрабазитовых массивов. Альпинотипные ультрабазитовые массивы с Ru-Os-Ir-специализацией не могут продуцировать такое большое количество Pt(Fe, Ni, Cu) минералов в россыпи, в десятки раз превышающих содержание Ru-Os-Ir. Вероятно, могут быть обнаружены только очень мелкие массивы. Скорее всего, часть из них уже полностью эродирована. Путь к находкам коренных источников МПГ на севере Урала и Тимана – в изучении состава шлиховой "платины" и обобщении имеющихся геолого-минералогических данных.

1. Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.

2. Макеев А. Б. Формы нахождения платиноидов в альпинотипных ультрабазитах Урала // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 175-183.

3. Макеев А. Б. Перспективы платиноносности Республики Коми. Сыктывкар, 1996. 36 с.

4. Платиноиды в аллювии севера Урала и Тимана – ключ к коренным источникам платины / А. Б. Макеев [и др.] // До-клады РАН. 1997. Т. 353, № 5. С. 663-666.

5. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 198 с.

6. Макеев А. Б., Крапля Е. А., Брянчанинова Н. И. Платиноиды в аллювии и россыпях – ключ к поискам коренных месторождений платины в Республике Коми. Сыктывкар: Геопринт, 1996. 44 с.

7. Состав и свойства платиноидов системы Pt-Ru-Os-Ir из аллювиальных отложений Урала / А. Б. Макеев // Минералогическая кристаллография и свойства минералов. Сыктывкар, 1984. С. 95-103.

8. Yang J. S., Meng F., Xu X., Robinson P. T., Dilek Y., Makeyev A. B., Wirth R., Wiedenbeck M., Cliff J. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals // Gondwana Research. 2015. V. 27, N 2. P. 459-485.

*Макеев Александр Борисович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН, Москва

## Модель рудообразования и геодинамический сценарий формирования платиноидно-медно-никелевых месторождений в структурах складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона

© А. С. Мехоношин<sup>1, 2</sup>, Т. Б. Колотилина<sup>1, 2</sup>, А. А. Дорошков<sup>1</sup> <sup>1</sup>ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия, mekhonos@igc.irk.ru <sup>2</sup>ИрНИТУ, Иркутск, Россия

Предложена модель рудообразования и геодинамический сценарий формирования платиноидно-медно-никелевых месторождений, расположенных в структурах складчатого обрамления и выступов фундамента Сибирского кратона. Рассмотрен состав магм и специфика проявления процессов дифференциации в ультраосновных массивах. Сделаны выводы о связи пространственного и временного размещения массивов в данном регионе.

Ключевые слова: платиноидно-медно-никелевые месторождения, крупные изверженные провинции, магматическая дифференциация.

#### Ore Genesis Model and Geodinamic Script of Formation of PGE-Ni-Cu Deposits of Siberian Craton fold Frame and Basement Uplift

A. S. Mekhonoshin<sup>1,2</sup>, T. B. Kolotilina<sup>1, 2</sup>, A. A. Doroshkov<sup>1</sup> <sup>1</sup>IGC SB RAS, Irkutsk, Russia, mekhonos@igc.irk.ru <sup>2</sup>INRTU, Irkutsk, Russia

Ore genesis model and geodinamic script of the formation of PGE-Ni-Cu deposits located in the structures of the Siberian craton fold frame and basement uplift proposed. The magma composition and specific features of differentiation processes in ultramafic massifs considered. Spatial and temporal relationship of the massifs placement in this region are established.

Keywords: PGE-Ni-Cu deposits, Large igneous provinces, igneous differentiation.

Исследования последних десятилетий показали, что изучение геохимии элементов платиновой группы (ЭПГ) позволяет по-новому взглянуть на поведение литофильных элементов, геодинамическую эволюцию мантии Земли, магматические процессы, такие как плавление и взаимодействие магма – порода, а также на рудообразующие процессы [13]. К тому же добыча металлов платиновой группы имеет огромное экономическое значение, так как они широко применяются в различных отраслях промышленности от электроники до медицины. Основная часть месторождений платины (более 90%) заключена в недрах пяти стран. К этим странам относится ЮАР, США, Россия, Зимбабве и Китай. В России основными месторождениями металлов платиновой группы являются сульфидномедно-никелевые месторождения Норильской группы (Октябрьское, Талнахское и Норильск-1) в Красноярском крае (более 99 % разведанных и более 94 % оцененных российских запасов), Фёдорово-Панское малосульфидное месторождение в Мурманской области, а также россыпные – Кондёр в Хабаровском крае, Левтыринываям в Камчатском крае. Не смотря на колебания спроса в разных отраслях промышленности, общее потребление платины неуклонно растёт и в ближайшие десятилетия встанет вопрос о необходимости расширения мировой сырьевой базы платиновых металлов за счет сравнительно небольших месторождений.

На юге Сибири платиноносность базит-ультрабазитовых комплексов изучается уже на протяжении нескольких десятилетий [4, 5, 9], но только в последние годы появились сведения, касающиеся связи ЭПГ-Си-Ni месторождений и рудопроявлений с крупными изверженными провинциями [10, 12]. Представленные новые данные по геохимии и геохронологии ряда базит-ультрабазитовых интрузий, и обобщение имеющихся геологических и геохимических данных по известным протерозойским платиноносным ультрамафит-мафитовым массивам юга Сибири позволили сопоставить рудоносные комплексы различных временных отрезков и ареалов и установить их связь с известными крупными изверженными провинциями.

Медно-никелевое оруденение в центральной части Восточного Саяна было открыто в 70-е годы при проведении геологосъемочных работ. Впоследствии было установлено, что эти руды содержат повышенные концентрации платиноидов, обнаружены минеральные формы нахождения элементов платиновой группы, что привело к открытию ряда платинометальных рудопроявлений и месторождений, связанных с плагиоперидотит-габброноритовыми и дунит-перидотит-пироксенитовыми массивами [6]. В результате изучения первичных расплавных включений в хромшпинелидах верлитов Медекского массива [1] было установлено, что стекло по своему составу близко к относительно низкотитанистым и низкокалиевым пикритовым и пикробазальтовым расплавам состава: SiO<sub>2</sub> 43-47.2 мас. %, TiO<sub>2</sub> 0.8-0.9 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13-14 мас. %, FeO 8-11 мас. %, MgO 11.0-25 мас. %, CaO 14-16 мас. %, Na<sub>2</sub>O 1.1-1.3 мас. %, K<sub>2</sub>O 0.3-0.5 мас. %.

Анализ совокупности геолого-геохимических данных позволил сделать вывод, что наблюдаемая зональность в вариациях состава пород и минералов характерна для магматической дифференциации, проявленной в силлообразных телах, которые после внедрения участвовали в складчатости и будинаже. Поэтому для определения первичного положения массивов необходимо использовать комплекс сведений по составу породообразующих и акцессорных минералов и распределению петрогенных, редких и рудных компонентов как по площади массива, так и по разрезам. При отсутствии данных бурения для построения разрезов в районах с резко расчлененным рельефом можно использовать высотные отметки точек опробования. Применение ГИС при геологических работах позволит более эффективно вести сбор геолого-геохимических данных в строго структурированном виде, проводить обобщение и каталогизацию информации для дальнейшего создания объемных моделей

Данные пространственного и временного размещения магматических платиноидно-медноникелевых сульфидных месторождений указывают на их возможную связь с главными литосферными границами, которые, в частности, маркируются границами кратонов [11, 14]. Несмотря на большое количество накопленного материала, такая связь остается не до конца установленной. Первой попыткой такого обобщения в планетарном масштабе являются работа [11], в которой обоснована модель образования платиноидно-медно-никелевых месторождений на границе кратонов. Кроме того, к настоящему времени установлен ареально-очаговый характер размещения оруденения, связанного с проявлениями плюмового магматизма в фанерозое [3]. При этом четко фиксируется зональность распределения разных типов оруденения относительно центров LIP и приуроченность крупных и уникальных ЭПГ-Ni-Cu месторождений к их центральным зонам [2, 3]. В отличие от фанерозойских для протерозойских LIP такую связь можно установить только в результате проведения палеогеодинамических реконструкций.

Анализ положения платиноносных интрузивов юга Сибири на соответствующих временных реконструкциях позволил сделать вывод, что по мере приближения расположения массивов к центру плюма отмечается повышение роли тугоплавких ЭПГ в рудной специализации массивов [8].

#### Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-08843

1. Условия формирования ультрабазитов алхадырского террейна (Восточный Саян, Сибирь) по результатам комплексного изучения состава хромшпинелидов / Ю. П. Бенедюк [и др.] // Геология и геофизика. 2015. № 9. С. 1664-1680.

2. Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма / А. С. Борисенко [и др.] // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166-182.

3. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений / Н. Л. Добрецов, А. С. Борисенко, А. Э. Изох, С. М. Жмодик // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159-1187.

4. Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири / А. П. Кривенко [и др.]. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. 237 с.

5. Мехоношин А. С. Колотилина Т. Б. Платиноносные ультрамафиты Бирюсинского выступа Сибирской платформы // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1999. Т. III. Кн. 1. С. 97–106.

6. Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б., Павлова Л. А. Первая находка минералов ЭПГ в сульфидных рудах ультрабазитов Ийско-Кукшерского прогиба // Доклады РАН. 2008. Т. 419, № 3. С. 384–386.

7. Платинометалльная минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) / А. С. Мехоношин [и др.] // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55, № 3. С. 189–202.

8. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) / А. С. Мехоношин [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 1043-1057.

9. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / В. И. Богнибов [и др.]. / под ред. Г. В. Полякова, В. И. Богнибова. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1995. 151 с.

10. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности / Г. В. Поляков [и др.] // Геология и геофизика. 2013. № 11. С. 1689-1704.

11. Begg G. et al. Lithosperic, cratonic, and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 1057-1070.

12. Ernst R. E., Hamilton M. A., Soderlung U. A proposed 725 Ma Dovyren-Kingash LIP southern Siberia, and possible reconstruction link with 725-715 Ma Franklin LIP of North Laurentia // Abstr. Vol. 35. Geol. Assoc.of Canada (GAC) – Mineralog. Assoc.of Canada (MAC), Joint Ann. Meeting Geosc. at Edge. May 27-29. 2012, St. Jons, Newfoundland and Labrador, Canada. 2012.

13. Lorand J. P., Luquet A., Alard O. Platinum-group elements: a new set of key tracers for the Earth's interior // Elements. 2008. V. 6. P. 247-253.

14. Kerrich R., Goldfarb R. J., Richards J. P. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework // Economic Geology. 2005. 100<sup>th</sup> Anniversary Volume. P. 1097-1136.

*Мехоношин Алексей Сергеевич*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, старший научный сотрудник ИГХ СО РАН, Иркутск

# Sulphide and Precious Metal Mineralization of the Mesoarchean Patchemvarek Gabbroanorthosite Massif (Kola Region, Russia)

© <u>A. V. Mokrushin<sup>1</sup></u>, N. M. Kudryashov<sup>1</sup>, D. A. Gabov<sup>1</sup>, M. Huber<sup>2</sup> <sup>1</sup>Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, mokrushin@geoksc.apatity.ru <sup>2</sup>Maria Curie Sklodowska University, Lublin, Poland, grossular107umcs@gmail.com

The Patchemvarek gabbroanorthosite massif is located in a deep-seated fault zone at the junction between Murmansk domain and the Kolmozero-Voron'ya greenstone belt (Baltic Shield). The sulphide and precious metal mineralization occurring in narrow shear zones in marginal parts of the Patchemvarek massif has been studied using the optical microscope Leica DM2500P and scanning electron microscope Hitachi SU6600 with EDS at the Optical and electron microscopy laboratory in the Department of geology and lithosphere protection (UMCS, Lublin, Poland). The sulphide mineralization is dominated by pyrrhotite with subordinate amounts of chalcopyrite and pyrite. The sphalerite was defined as an accessory mineral. The precious metal mineralization is represented by single finds of the sperrylite and hessite.

Keywords: precious metal mineralization, sperrylite, gabbroanorthosite, Patchemvarek massif, Baltic Shield.

## Сульфидная и благороднометальная минерализация мезоархейского Патчемварекского габбро-анортозитового массива (Кольский регион, Россия)

<u>А. В. Мокрушин<sup>1</sup></u>, Н. М. Кудряшов<sup>1</sup>, Д. А. Габов<sup>1</sup>, М. Хубер<sup>2</sup> <sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, mokrushin@geoksc.apatity.ru<sup>2</sup> Университет Марии Кюри-Склодовской, Люблин, Польша, grossular107umcs@gmail.com

Патчемварекский габбро-анортизитовый массив приурочен к глубинному разлому в зоне сочленения Мурманского блока и Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса (Балтийский щит). Сульфидная и благороднометальная минерализация из приконтактовой сдвиговой зоны Патчемварекского массива была изучена с использованием оптического микроскопа Leica DM2500P и сканирующего электронного микроскопа Hitachi SU6600 с интегрированной системой энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) в лаборатории оптической и электронной микроскопии Университета Марии Кюри-Склодовской в Люблине (Польша). В составе сульфидной минерализации преобладает пирротин с подчиненным количеством халькопирита и пирита, к акцессорным можно отнести сфалерит. Благороднометальная минерализация представлена единичными находками сперрилита и гессита.

Ключевые слова: благороднометальная минерализация, сперрилит, габбро-анортозит, Патчемварекский массив, Балтийский щит.

The Patchemvarek gabbroanorthosite massif is located in a deep-seated fault zone at the junction between the Keivy terrane, Murmansk domain, and the Kolmozero-Voron'ya greenstone belt. In the southwest, the massif is in fault contact with the garnet–staurolite gneisses and plagioamphibolites of the Kolmozero-Voron'ya greenstone belt; in the north-east, chlorite blastomylonite zone separates it from the migmatized gneiss granites of the Murmansk block. In the south, the gabbroanorthosites of the Patchemvarek massif are penetrated by the alkaline granites of the Western Keivy massif. The massif has tectonic contacts with host rocks. The Patchemvarek massif is cut by the numerous veins of spodumene pegmatites. Available age data on the gneisses from the Kolmozero-Voron'ya zone and granite gneisses of the Murmansk block fall within a range of 2.7–2.8 Ga [1]. The age of alkaline granites of the Western Keivy Massif is estimated at 2.67 Ga [2]. The Patchemvarek gabbro-anorthosite (2925  $\pm$ 7 Ma) earlier demonstrated zones of sulphide mineralization with increased Au, Pt and Pd concentrations [3, 4].

The Patchemvarek gabbroanorthosite massif is a lenticular intrusion (up to 2 km thick) consisting of variably altered leucogabbros and fairy uniform medium-grained metagabbroanorthosites. The Patchemvarek gabbroanorthosite have massive structure and granoblastic texture with the following mineral composition (in vol. %): plagioclase 75-80, hornblende 5-10, actinolite-tremolite mass 5-10, and epidote 1-5. The rock mainly consists of relics of primary and secondary, significantly recrystallized plagioclase. The composition of plagioclase varies from bytownite to labradorite. The rocks have a typical cumulate texture where aggregates of secondary hornblende after pyroxene fill the interstices between euhedral plagioclase. Systematic variations in plagioclase composition throughout the section indicate a cryptic layering [5]. Sometimes, the rocks show rhythmic layering definable by alternation of leucocratic and mesomelanocratic rock varieties. Mafic minerals represented by amphibole and epidote that are embedded in the actinolite-tremolite fibrous mass. Accessory minerals are zircon, titanite, apatite, and Ti-magnetite.

The sulphide and precious metal mineralization occurring in narrow shear zones in marginal parts of the Patchemvarek massif has been studied in details. The collected samples of rocks were analyzed using the optical microscope Leica DM2500P and scanning electron microscope Hitachi SU6600 with EDS at the Op-

tical and electron microscopy laboratory in the Department of geology and lithosphere protection (UMCS, Lublin, Poland).

Morphologically sulfide mineralization is represented by disseminated type. The amount of sulphides in the enriched zone does not exceed 1 % and the size of sulfide inclusions of not more than 1 mm (fig. 1). The sulphide mineralization is dominated by pyrrhotite with subordinate amounts of chalcopyrite and pyrite. The sphalerite was defined as an accessory mineral. The composition corresponds to the high-sulfur varieties of monoclinic pyrrhotite, chalcopyrite, the composition is close to stoichiometric. The precious metal mineralization is represented by single finds of the sperrylite and hessite. Discovered grain of sperrylite ( $(Pt_{0.98}, Pb_{0.01})_{0.99}As_{2.01}$ ), located in the labradorite, has a size of 10\*6 µm [4]. The allocation of hessite size less than 2 microns positioned directly in the sulphides, often near or on the border with chalcopyrite.



Fig. 1 Sulfide morphology of sulphide and precious metal mineralization of the Patchemvarek massif. (a, b) – pyrrhotite (Po)chalcopyrite (Ccp)-pyrite (Py) association, reflected light image; (c) – the sperrylite grain in labradorite, SEM-image; (d) – sulphidepyrrhotite-chalcopyrite aggregate with hessite grain on the border of sulfide minerals, reflected light image and insert SEM-image

#### The study was carried out in the framework of research projects 0231-2015-0002, 0231-2015-0005 and was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project N 16-05-00367

1. Kozlov N. E., Sorokhtin N. O., Glaznev V.N. et al. Geologiya arkheya Baltiiskogo shchita (Archean Geology of the Baltic Shield). St. Petersburg: Nauka. 2006. 329 p.

2. Bayanova T. B. Vozrast repernykh geologicheskikh kompleksov Kol'skogo regiona i dlitel'nost' protsessov magmatizma (Age of Reference Geological Complexes of the Kola Region and Duration of Magmatic Processes). St. Petersburg: Nauka, 2004. 174 p.

3. Kudryashov N. M., Mokrushin A.V. Mesoarchean gabbroanorthosite magmatism of the Kola region: petrochemical, geochronological, and isotope-geochemical data // Petrology. Vol. 19, N 2. 2011. P. 167-182.

4. Mokrushin A. V., Kudryashov N. M., Huber M. First discovery of sperrylite in archaean Patchemvarek gabbroanorthosite (Kola region, Russia) // Abstracts of the 12-th International Platinum Symposium, 11–14 August 2014, Yekaterinburg, Russia. P. 305-306.

5. Sharkov E. V. Anorthosite Association of the Kola Peninsula // Anortozity Zemli i Luny (Anorthosites of the Earth and Moon). Moscow: Nauka, 1984. P. 5–61.

*Мокрушин Артем Васильевич*, кандидат геолого-минералогических наук, и. о. заместителя директора по научной работе ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Мурманская область

# Базитовый С<sub>1</sub> магматизм преддуговой зоны V<sub>2</sub>-С<sub>1</sub> островной дуги (Тува): геологическое положение, химический состав, геодинамическая позиция

© А. А. Монгуш

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия, amongush@inbox.ru

Геологическое положение и раннекембрийский возраст рассматриваемых базитов указывают на надсубдукционную обстановку их формирования. Однако большинство изученных образцов лишено геохимических признаков, характерных для базитов, образовавшихся над зоной субдукции. Такой специфический химический состав базитов преддужья обусловлен, вероятно, плавлением в мантийном клине разноглубинных участков мантии, главным образом – мантии, менее истощенной относительно деплетированной мантии. Такие условия могли возникнуть при реализации механизма «slab window». Ключевые слова: базальты, габбро, преддуговая зона, надсубдукционная зона, геодинамическая позиция.

# Early Cambrian Forearc Basic Magmatism of Latest Neoproterozoic – Early Cambrian Island ARC (Tuva): Geological Setting, Chemical Composition and Geodynamic Position

A. A. Mongush

Tuvinian Institute for the Exploration of Natural Resources Russion Academy of Sciences Siberian Branch, Kyzyl, Russia, amongush@inbox.ru

Geological position and Early Cambrian age of the basites indicates about supra-subduction environment of their formation. However, most of the studied samples is devoid of geochemical characteristics of rocks formed in supra-subduction zone. Such specific chemical composition of basites of forearc was probably due to melting in the mantle wedge of the midwater portions of the mantle, particularly the mantle, less depleted relative to the depleted mantle. Such conditions could arise during the implementation of the mechanism of the "slab window".

Keywords: basalts, gabbros, forearc, supra-subduction zone, geodynamic position.

Геологическое положение. В пределах тувинского сегмента  $V_2$ - $\mathcal{E}_1$  островодужной системы Алтае-Саянской складчатой области выделяется Саяно-Тувинская преддуговая зона. Она состоит из внешней Джебашской, переходной Куртушибинской и внутренней Хемчикско-Сыстыгхемской подзон. В Джебашской подзоне представлены комплексы аккреционной призмы, в Куртушибинской – комплексы аккреционной призмы и фронтальной части преддугового автохтона, в Хемчикско-Сыстыгхемской – комплексы внутренней части преддугового автохтона [9]. Геолого-тектоническая схема преддуговой зоны приведена в работе [9, находится в свободном доступе в сети]. Раннекембрийский базитовый магматизм проявлен в Куртушибинской и Хемчикско-Сыстыгхемской подзонах Саяно-Тувинской преддуговой зоны.

В Куртушибинской подзоне проявлен изинзюльский субвулканический комплекс, вмещаемый  $V_2$  макаровской (нижнечингинской) метабазальтовой и  $C_1$  орешской (верхнечингинской) осадочной толщами и сложенный преимущественно *долеритами, микрогаббро*, иногда – микродиоритами, очень редко – плагиогранитоидами. Проявления субвулканитов приурочены исключительно к макаровской, реже – орешской, толщам, наиболее характерна приуроченность субвулканитов к границе этих толщ. Изинзюльские субвулканиты, по нашей интерпретации геологических данных, формировались в конце накопления орешской толщи. Образцы долеритов и микрогаббро для исследований отбирались в районе pp. Изинзюль и Веселый. Необходимо отметить, что наряду с изинзюльскими субвулканитами макаровская толща содержит также дайки бонинитового состава, в то время как в метабазальтовой коярдской толще (по [6]) или куртушибинской свите (по [4]) этих субвулканитов нет. Базальты океанического поднятия и образованные по ним при субдукционном метаморфизме сланцы широко распространены в составе джебашской серии [4 и др.].

В Куртушибинской подзоне также представлены фрагменты вулканогенно-осадочной терешкинской свиты с фауной санаштыкгольского горизонта (~середина €<sub>1</sub>) [7; 6]. Состав свиты: базальты (местами с шаровидной отдельностью), сланцы (среди которых преобладают ортосланцы, видимо, по туфам основного состава), известняки, песчаники, алевролиты. Туфогенный материал поступал также в зону палеожелоба, поскольку, по данным [7], часть ортосланцев джебашской серии представляют собой метаморфизованные туфогенные породы [7]. Образцы базальтов отбирались на участках в верховьях р. Туран и среднем течении р. Коярд. В отличие от автохтонных V базальтов преддужья (макаровская толща) [9], а также базальтов куртушибинской свиты, представляющих породы океанического поднятия и входящих в состав аккреционной призмы [4], базальты терешкинской свиты в существенно меньшей степени изменены вторичными процессами, в них не проявлены катаклазизация, актинолитизация, эпидотизация.

В Хемчикско-Сыстыгхемской подзоне комплексы V-  $\mathcal{E}_1$  возраста представлены в выступах фундамента  $\mathcal{E}_2$ -S Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба [3]. Преимущественно они сложены меланжево-олистостромовой ассоциацией [2], в которой выделяются две разновозрастные группы олистостром [1]. Одна из них формировалась в досанаштыкгольское время, олистолиты в ней представлены в основном породами офиолитовой ассоциации примитивной дуги возрастом ~578 млн л. [8] и кремнисто-базальтовой ассоциацией примерно такого же возраста [9]. Вторая группа олистостром формировалась со второй половины раннего кембрия до конца кембрия. Олистолиты данной группы олистостром представлены главным образом известняками [1], иногда – *габбро*. В частности, в районе сухого лога Дуушкуннуг в Западной Туве небольшой тектонический блок расслоенного габбро  $\mathcal{E}_1$  возраста представляет собой выступ фундамента среди силурийской молассы осадочного чехла Хемчикско-Сыстыгхемского прогиба [10].

Во внутренней части преддуговой зоны, в частности, в Центральной Туве, в районе сухого лога Узун-Саир и р. Баян-Кол, в выступах фундамента Хемчикско-Сыстыгхемской прогиба хаотические комплексы проявлены существенно меньше. Здесь представлены «целики»  $\mathcal{C}_1$  вулканогенноосадочной узунсаирской и осадочной баянкольской свит. По палеонтологическим данным возраст узунсаирской свиты соответствует первой половине раннего кембрия, выше ее залегает банкольская свита с фауной санаштыкгольского горизонта [5]. Узунсаирская свита сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, конгломератами, известняками, туфами, а также *базальтами*, из которых были отобраны образцы.

**Химический состав.** Содержания петрогенных компонентов в образцах *долеритов, микрогаббро* изинзюльского комплекса варьирует в следующих пределах (в мас. %):  $TiO_2=1.51-2.39$ ,  $Al_2O_3=14.1-15.2$ , MgO=5.9-7.9,  $K_2O=0.15-1.22$ ; Mg#=0.45-0.58.  $(Th/Yb)_n = 1.7-1.8$  указывает на слабофракционированный характер распределения редких элементов. Отмечаются положительная U и отрицательная Hf аномалии на спайдерграмме. Содержания REE соответствуют 40-20 хондритовым единицам при  $(La/Yb)_n = 2.1-2.2$ ,  $(Gd/Yb)_n = 1.4$ . По форме спектров на спайдерграмме, данным дискриминационных диаграмм изинзюльские базиты соответствуют E-MORB.

Образцы базальтов терешкинской свиты из района истоков р. Туран характеризуется низкими содержаниями TiO<sub>2</sub>=0.26-0.30, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=14.1-15.5, MgO=5.0-5.9, K<sub>2</sub>O=0.11-0.61, Mg# = 0.48-0.54, умереннофракционированным характером распределения редких элементов (Th/Yb)<sub>n</sub> = 1.9-2.0, положительными аномалиями U, Pb, Sr и отрицательной Ta-Nb аномалией на спайдерграмме, низкими содержаниями REE на уровне 9-2 хондритовых единиц, небольшим преобладанием LREE над HREE (La/Yb)<sub>n</sub> = 1.5-1.7 при (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 0.8-1.0, значением  $\varepsilon$ Nd(T) = +6.9 (обр. KT-3/3). В целом, образцы соответствуют составам толеитов островных дуг (IAT). По петрохимическому составу *базальты* терешкинской свиты из района р. Коярд отличаются умеренными и высокими содержаниями TiO<sub>2</sub>, варьирующими от 0.74 до 3.06, при Mg# для высокотитанистых базальтов 0.38-0.44. Данные дискриминационных диаграмм (на основе соотношений петрогенных компонентов) указывают на соответствие этих базальтов составам OIB и MORB.

Возраст *габбро* <u>Дуушкуннугского</u> массива по данным <sup>40</sup>Ar/<sup>3</sup>9Ar метода по амфиболу составляет 537.5±4.9 млн л. (обр. Дш-22/2). Исследованный образец отвечает составам как IAT, так и E-MORB, но чаще всего занимает промежуточное положение между этими типами пород [10].

Для образцов *базальтов* лога Узун-Саир характерны повышенные содержания  $TiO_2=1.06-1.70$ , низкие  $Al_2O_3=9.8-15.1$ , широкие вариации MgO=6.7-11.6, Mg# = 0.21-0.43 и K<sub>2</sub>O=0.33-2.09, фракционированный характер распределения редких элементов  $(Th/Yb)_n = 3.9-8.5$ , положительные аномалии U, Pb, отсутствие или слабовыраженная отрицательная Ta-Nb аномалией на спайдерграмме, умеренные содержания REE на уровне 60-10 хондритовых единиц при  $(La/Yb)_n=3.8-5.3$ ,  $(Gd/Yb)_n=1.9-2.0$ . На дискриминационных диаграммах изученные базальты отвечают либо составам E-MORB, либо не соответствуют составам каких-либо типовых геодинамических обстановок.

**Геодинамическая позиция.** Геологическое положение и раннекембрийский возраст рассматриваемых базитов указывает на надсубдукционную обстановку их формирования. Однако, большинство изученных образцов лишено геохимических признаков, характерных для образовавшихся над зоной субдукции базитов – преобладают базиты с составами типа E-MORB, есть даже базальты с составом типа OIB. Базальты, отвечающие по составу IAT, выявлены лишь на одном участке (Туран), в другом случае отмечаются составы, переходные между IAT и E-MORB (расслоенные габбро Дуушкуннугского массива). Такой специфический химический состав базитов преддужья обусловлен, вероятно, плавлением в мантийном клине разноглубинных участков мантии, главным образом – мантии, менее истощенной относительно деплетированной мантии. Такие условия могли возникнуть при заклинивании зоны субдукции океаническим поднятием с последующим отрывом слэба, что привело к внедрению астеносферного диапира в образовавшуюся щель в слэбе («slab window»). Плавление надсубдукционной мантии производилось преимущественно в результате термического воздействия астеносферного диапира, чем можно объяснить отсутствие «флюидного» компонента в составах большинства изученных базитов.

1. Берзин Н. А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика, 1987. № 1. С. 3-11.

2. Берзин Н. А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 104-129.

3. Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996. Т. 37, № 1. С.63-81.

4. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев, Западный Саян) / Н. И. Волкова [и др.] // Геохимия. 2009. Т. 47, № 4. С. 401-414.

5. Геология СССР. Тувинская АССР. Т. XXIX. Ч. І. М.: Недра, 1966. 460 с.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Спб. картфабрики ВСЕГЕИ. 2003. 135 с.

7. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / под ред. В. С. Соболева и Н. Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128-156.

8. Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана / А. А. Монгуш, В. И. Лебедев, А. В. Травин, В. В. Ярмолюк // ДАН. 2011. Т. 438, № 6. С. 796-802.

9. Монгуш А. А. Базальтовые комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны: геологическое положение, геохимия, геодинамика // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Экологоэкономические проблемы природопользования. Вып. 14 / отв. ред. В. И. Лебедев. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2016. С. 74-94.

10. Монгуш А. А., Кужугет Р. В. Возраст, состав и тектоническое положение Дуушкуннугского габбрового массива (Западная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. Т. 2. С. 25-26.

*Монгуш Андрей Александрович*, кандидат геолого-минералогических наук, заместитель директора ТувИКОПР СО РАН, Кызыл

#### Моделирование котектик оливин-шпинелид и оливин-шпинелид-сульфид при кристаллизации ультрамафитовых магм

© Г. С. Николаев<sup>1</sup>, К. А. Бычков<sup>2</sup>, А. А. Арискин<sup>1, 2</sup> <sup>1</sup> ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, gsnikolaev@rambler.ru <sup>2</sup> МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, kb@na.ru, ariskin@rambler.ru

Представлены первые результаты термодинамического моделирования совместной кристаллизации оливина, шпинелида и сульфида на примере ультраосновного состава, аппроксимирующего исходную магму Йоко-Довыренского массива (Сев. Прибайкалье, Россия). Расчеты демонстрируют, что обновленная программа КОМАГМАТ-5 реалистично воспроизводит ликвидусные состав и температуру шпинелида. Пропорция кристаллизации шпинелида на котектиках Ol-Sp±Sf варьирует в пределах 3-4 мас. %, причем при появлении в кристаллизационной последовательности плагиоклаза начинается перитектическое растворение модельной Al-Cr шпинели. Существенного влияния кристаллизации шпинелида на стабильность сульфидной фазы не установлено. Обсуждаются признаки сильного переуравновешивания состава шпинелида на субсолидусной стадии.

Ключевые слова: КОМАГМАТ-5, SPINMELT-2.0, Йоко-Довыренский массив.

## Modelling Ol-Sp and Ol-Sp-sulfide Cotectics at Crystallization of Ultramafic Magmas

*G. S. Nikolaev*<sup>1</sup>, *K. A. Bychkov*<sup>2</sup>, *A. A. Ariskin*<sup>1, 2</sup> <sup>1</sup>Vernadsky Institute, Moscow, Russia, gsnikolaev@rambler.ru <sup>2</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, kb@na.ru, ariskin@rambler.ru

The first results of thermodynamic modeling co-crystallization of olivine, spinel and sulfide, using an approximation of the ultramafic parental magma of the Yoko-Dovyren massif (Northern Transbaikalia, Russia), are presented. These calculations demonstrate that the updated COMAGMAT-5 model fairly well predicts both liquidus compositions and the temperature of the crystallized spinel. The modeled crystallization proportion of spinel for Ol-Sp±Sf cotectics ranges within 3-4 mass%. Note a peritectic dissolution of the Al-Cr spinel at onset of crystallization of plagioclase. Any strong effect of the Sp-crystallization on the stability of the immiscible sulfide liquid was not established. Compositional signatures of an essential re-equilibration of naturally observed spinels at a subsolidus stage are discussed.

Keywords: COMAGMAT-5, SPINMELT-2.0, Yoko-Dovyren massif

Введение. Оценка влияния кристаллизации хромшпинелида на эволюцию мафитультрамафитовых магм (включая сульфидно-силикатную несмесимость и поведение платиноидов) является актуальной проблемой магматической петрологии [1-3]. Мы представляем первые результаты термодинамического моделирования совместной кристаллизации оливина, шпинелида и сульфида на примере ультраосновного расплава, близкого исходной магме Йоко-Довыренского расслоенного массива (Сев. Прибайкалье, Россия).

Методы вычислений. При проведении тестовых расчетов использовалась обновленная версия программы КОМАГМАТ-5 [4], которая дополнена моделью равновесия шпинелид-расплав SPINMELT-2.0 [2,3]. SPINMELT-2.0 – это новая высокобарная версия более ранней модели [5], которая позволяет проводить расчеты температуры ликвидуса и равновесного состава хромшпинелида при заданных  $f_{02}$ -условиях в широком диапазоне базальтовых магм при давлениях до 15 кбар. Для демонстрации выбран состав, близкий обр. DV30-2, использованному ранее при моделировании эволюции состава несмесимой сульфидной жидкости [1]. Это высокомагнезиальный пикродолерит (24 мас. % MgO) из нижней зоны закалки интрузива. Расчеты равновесной кристаллизации этого состава проводились в сухих условиях, при давлении 1 атм. и летучести кислорода, отвечающей буферу QFM. Шаг кристаллизации составлял 0.5%.

Для исследования взаимного влияния кристаллизации алюмохромита и выделения сульфидной жидкости расчеты проводились для трех вариантов состава: 1) сульфидонасыщенный расплав с нулевым содержанием хрома, 2) хромсодержащий расплав без серы, 3) сульфидонасыщенный расплав с учетом реального содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породе. Модельные составы представлены в таблице 1.

**Порядок кристаллизации** модельных составов показан на рис. 1. Поскольку в момент внедрения довыренская магма представляла гетерофазную смесь исходного расплава и интрателлурических кристаллов, высокотемпературные ассоциации оливина и шпинелида (при  $T>1300^{\circ}$ C) носят виртуальный характер и в природе не реализовывались. Предшествующими исследованиями [1] установлено, что наиболее магнезиальный состав интрателлурического *Ol* соответствовал *Fo*<sub>88</sub>. Это позволяет оценить температуру родоначального расплава в 1290°C и рассматривать как петрологически значимые результаты при более низких температурах. Таким образом, графики на рис. 1 демонстрируют, что шпинелид также являлся интрателлурической фазой, т. е. примитивный довыренский расплав соответствовал *Ol-Sp* котектике. Сравнение результатов, приведенных на рис. 1-1 и 1-3 показывает, что появление в кристаллизационной последовательности шпинелида, способствует более раннему отделению сульфидной жидкости. Так температура ликвации сульфидного расплава для составов 1 и 3 составляет 1275 и 1294°С, соответственно.

#### Таблица 1

Составы, использованные при расчетах (мас.%)

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	$K_2O$	$P_2O_5$	$Cr_2O_3$	NiO	S
1	47.71	0.39	8.83	10.02	0.17	24.52	6.37	1.08	0.62	0.08	0.00	0.14	0.07
2	47.46	0.39	8.78	9.98	0.17	24.40	6.33	1.08	0.62	0.08	0.57	0.14	0.00
3	47.43	0.39	8.78	9.97	0.17	24.38	6.33	1.08	0.62	0.08	0.57	0.14	0.07



Рис. 1. Последовательность равновесной кристаллизации модельных составов. Номера графиков отвечают номерам составов в табл. 1. Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Aug – авгит, Pg – пижонит, Sp – алюмохромит, Sf – сульфид

**Пропорции кристаллизации** для оливина, шпинелида и сульфида представлены на рис. 2. Согласно модельным расчетам, количество хромшпинелида при кристаллизации *Ol-Sp* котектики составляет 3-4 мас. %. Установлено, что эти пропорции не зависят от наличия в системе несмесимого сульфидного расплава (рис. 2, слева).

Важно также отметить, что резкое понижение пропорции шпинелида при температуре ниже 1190°С совпадает с началом кристаллизации плагиоклаза. Это позволяет предполагать перитектические соотношения шпинелида (в действительности – алюмохромита, *см. ниже*) с плагиоклазом.

Показано, что эволюция состава расплава по главным компонентам практически не зависит от присутствия алюмохромита и сульфида – в силу их малых пропорций при кристаллизации соответствующих котектик.





Составы шпинелида, рассчитанные по мере эволюции модельного расплава, показаны на рис. 3. Они отвечают алюмохромиту – с преобладанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (45-59 мас. %) над глиноземом (12-20 мас. %). Наиболее хромистые составы в начале этой траектории характеризуют виртуальный интервал кристаллизации (*см. выше*), а звездочкой отмечен состав шпинелида, отвечающий температуре исходного магматического расплава (1290°С). Для сравнения на тех же графиках нанесены реальные составы природных хромшпинелидов из горизонта пикродолеритов, где был отобран обр. DV30-2. Как видно,

модель хорошо воспроизводит соотношения трехвалентных катионов для наименее окисленных (наиболее примитивных) составов алюмохромита, но показывает значительно более высокие отношения  $Mg/Fe^{2+}$  относительно наблюдаемых в природе.



Рис. 3. Эволюция состава алюмохромита при равновесной кристаллизации модельного расплава 3 в табл. 1. Звездочкой показан состав шпинелида, отвечающий температуре исходной магмы. Для сравнения нанесены природные составы Al-Cr шпинели (кружки)

Это обусловлено переуравновешиванием состава шпинелида в субсолидусных условиях – за счет перераспределения ионов  $Mg^{2+}$  в силикаты (главным образом, в оливин) и комплементарного обогащения алюмохромита ионами  $Fe^{2+}$  (проблема, которая затрагивалась нами в работе [6]). Этот процесс сопровождается резким понижением отношения  $Mg/Fe^{2+}$  в шпинелиде (относительно первичного ликвидусного состава), но слабо сказывается на отношении Cr/Al. Природа субсолидусного "окисления" шпинелида (т. е. увеличения пропорции ионов  $Fe^{3+}$ ) не вполне ясна. Но можно заметить, что столь существенное поступление ионов  $Fe^{2+}$  в структуру шпинели предполагает появление вакансий – для поддержания стехиометричных соотнощений позиций для трех- двухвалентных катионов.

#### Выводы

1. Обновленная версия программы КОМАГМАТ-5 реалистично воспроизводит ликвидусные состав и температуру шпинелида при кристаллизации ультрабазитовых составов.

2. По результатам расчетов пропорция кристаллизации шпинелида на Ol-Sp котектике варьирует в пределах 3-4 мас. %. При появлении в кристаллизационной последовательности плагиоклаза начинается перитектическое растворение шпинелида.

3. Установлено отсутствие сильного влияния кристаллизации шпинелида на стабильность сульфидной фазы. Отличия пропорции выделения несмесимой сульфидной жидкости в отсутствии и при наличии хромшпинелида не превышают 5 отн. %.

4. Модельные расчеты, удовлетворительно воспроизводя соотношения трехваленных катионов природных шпинелидов, показывают значительно более высокие отношения Mg/Fe<sup>2+</sup>. Это объясняется слабым переуравновешиванием трех- и сильным переуравновешиванием двухваленных катионов в шпинелиде на субсолидусной стадии.

#### Работа поддержана грантом Российского научного фонда № 16-17-10129

1. Арискин А. А., Бычков К. А., Николаев Г. С. Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся базальтовой магме: развитие концепции R-фактора // Геохимия. 2017. №5. С. 453-462.

2. Николаев Г. С., Арискин А. А., Бармина Г. С. SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид – расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар. І. Формулировка, калибровка и тестирование модели // Геохимия. 2018 (в печати).

3. Николаев Г. С., Арискин А. А., Бармина Г. С. SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид – расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар. II. Описание программы, топология модельной системы хромшпинелид-расплав и её петрологические приложения // Геохимия. 2018 (в печати).

4. Ariskin A. A. Dayushevsky L. V., Bychkov K. A., McNeill A. W., Barmina G. S., Nikolaev G. S. Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // Economic Geology. 2013. V. 108, N 8. P. 1983-2003.

5. Ariskin A. A., Nikolaev G. S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibrium in mafic igneous systems at atmospheric pressure: I. Chromian spinels // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 282-292.

6. Тестирование Ol-OPx-Sp оксибарометра Балльхауса-Берри-Грина и калибровка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом / Г. С. Николаев [и др.] // Геохимия. 2016. №4. С. 323-343.

Николаев Георгий Сергеевич, научный сотрудник ГЕОХИ РАН, Москва

# К вопросу об изотопном возрасте габброидов Бирдагского ультрамафит-мафитового массива (Юго-Западная Тува): результаты датирования цирконов U-Pb методом

© Ч. К. Ойдуп<sup>1</sup>, Ф. П. Леснов<sup>2</sup> <sup>1</sup>Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия, oydup\_ch@mail.ru <sup>2</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Территория Юго-Западной Тувы, входящая в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, характеризуется сложным геологическим строением и многоэтапной эволюцией магматизма, в том числе ультрамафитового и мафитового состава. В работе впервые обобщены полученные U-Pb методом возраста 450±5 млн лет цирконов из плагиогранитов, секущих габброиды Бирдагского массива, входящие в состав Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Юго-Западная Тува). Эти секущие дайки плагиогранитов сформировались до этого временного рубежа. Полученные результаты изотопного датирования цирконов из дайки плагиогранитов находятся в согласии с более ранними результатами датирования пород этого массива. Предполагается, что образование габброидов Бирдагского ультрамафит-мафитового массива, находящегося в пределах юго-западного фрагмента Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, по времени соответствует эпохе проявления внутриплитного мафитового магматизма на этой территории.

Ключевые слова: офиолитовая ассоциация, ультрамафит-мафитовые массивы, геохимия, изотопный возраст, каледониды, Монгунтайгинская зона, Юго-Западная Тува.

# The Issue of the Isotopic Dating of Birdagsky Ultramafite-mafite Massif Gabbroids (Southwestern Tuva): Results of the U-Pb Zircon Dating Method

*Ch. K. Oidup<sup>1</sup>, F. P. Lesnov*<sup>2</sup> <sup>1</sup>Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia, oydup\_ch@mail.ru, Russia <sup>2</sup>Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

The paper summarizes  $450 \pm 5$  Ma zircons dating from plagiogranites of the Birdagsky massive obtained for the first time using the U-Pb method. Gabbroids of the Birdagsky massive transverse dyke of the studied plagiogranites were formed before this age limit. The obtained results of the isotopic dating of zircons from the plagiogranites dyke are in agreement with the earlier results of rocks dating of this massive. It is expected that the gabbroids formation from the Birdagsky ultramafite-mafite massive located within the southwestern fragment of the Tuvinian segment of the Central Asian fold belt fit to the occurrence era of the intraplate mafic magmatism in this territory.

Keywords: ophiolite association, ultramafite-mafite massives, geochemistry, isotope age, caledonides, Monguntaiga zone, South-Western Tuva.

В настоящее время продолжаются структурно-петрологические исследования мафитультрамафитовых массивов, широко распространенных на территории Тувы, в том числе с применением изотопно-геохронологических методов. Вместе с тем, изотопный возраст пород такого рода массивов, расположенных в крайней юго-западной части Тувы и входящих в состав Монгунтайгинской офиолитовой ассоциации (Бирдагский, Хаялыгский, Дурусугский массивы), еще недостаточно изучены в этом отношении [1, 2]. В данной работе представлены новые данные об изотопном возрасте цирконов из дайки плагиогранитов, секущей габброиды, слагающие Бирдагский массив.

Этот массив расположен в верховье р. Моген-Бурен северо-западнее пос. Кызыл-Хая (50°15'47" с.ш., 89°38'86" в.д.) [1]. Площадь выходов его пород составляет около 30 кв. км. Габброиды массива имеют интрузивные контакты с вмещающими его метаморфическими образованиями джебашской свиты (средний протерозой?). В восточной части массива габброиды по разлому граничат с вулканогенно-терригенными отложениями чингинской свиты (нижний кембрий). Массив сложен преобладающими среднезернистыми амфиболовыми габброидами, которые по направлению к его контактам сменяются крупнозернистыми лейкократовыми и мезократовыми их разновидностями. В центральной части массива среди габброидов залегают небольшие тела линзовидной формы, сложенные серпентинизированными плагиогарцбургитами и плагиолерцолитами, которые около интрузивных контактов с амфиболовыми габбро сменяются верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, горнблендитами и меланократовыми оливиновыми габброноритами. Эти тела ультрамафитов рассматриваются нами в качестве ксенолитов – в разной мере преобразованных тектонических отторженцев протрузии более древних реститогенных ультрамафитов, которыми сложен расположенный поблизости Дурусугский ультрамафитовый массив. Габброиды из данного массива секутся единичными дайками габбро-пегматитов и плагиогранитов. Цирконы, выделенные из плагиогранитов, послужили объектом проведенных изотопно-геохронологических исследований.

Цирконы из амфиболовых габбро Хаялыгского массива, расположенного близи от Бирдагского, имеют возраст 447,4 $\pm$ 1,3 млн лет [2]. Помимо этого Ar-Ar методом был определен изотопный возраст амфибола из меланократовых роговообманковых габбро, слагающих ксеногенные тела ультрамафитов, залегающих среди габброидов этих массивов – 494,2 $\pm$ 16,2 млн лет, что заметно больше, чем оценка возраста, полученная U-Pb методом по цирконам из этих пород. Отметим, что эта последняя оценка возраста соответствует времени формирования пород из некоторых внутриплитных интрузий на территории Тувы, например, таких, как сольбелдирские пегматиты (494 млн лет) [3], а также породы Мажалыкского ультрамафит-мафитового массива (478-484 млн лет) [4]. Цирконы из дайки плагиогранита, продатированные U-Pb методом, характеризующейся мелко-среднезернистой структурой и состоящей из кварца (25-30%), плагиоклаза (55-60%), биотита (10-12%), мусковита (менее 12%), а также зерен акцессорных циркона и апатита размером менее 0.3 мм, которые образуют включения в кристаллах плагиоклаза и кварца. Сумма щелочей в плагиогранитах составила 5.70 мас. %, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14.67 мас. %, они отнесены к низкокалиевой известково-щелочной и высокоглиноземистой сериям.

В пробе выявлены призматические субидиоморфные прозрачные кристаллы циркона, имеющие коричневый оттенок. Их размеры по длинной оси варьировали в интервале 85-150 мкм. Значения коэффициентов удлинения кристаллов циркона находились в интервале 1.2-3.0. Основные элементы огранки кристаллов циркона представлены сочетанием граней призмы {100} и дипирамид {111}, {211}, {112}.

На микрофотографиях, выполненных в режиме катодолюминесценции, наблюдается осцилляторная зональность кристаллов циркона, которая частично нарушена в их краевых зонах (рис. 1).



Рис. 1. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы М-44, выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: а – в режиме вторичных электронов; б – в режиме катодолюминесценции

Приведенные характеристики указывают на магматическое происхождение этих цирконов. При подготовке навесок циркона к анализу их разложение и последующее выделение Pb и U проводились по модифицированной методике [8, 9].

Определение изотопного возраста выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам «PbDAT» и «ISOPLOT» [10, 11]. При расчете возраста использовали общепринятые значения констант распада урана [12]. Поправки на обычный свинец вводили в соответствии с модельными величинами [13]. Анализы были выполнены по микронавескам циркона из размерной фракции 85-100 мкм в количестве 5-40 зерен (табл).

Изотопный возраст цирконов, рассчитанный по верхнему пересечению дискордии для трех точек изотопного состава микронавесок № 1, 2 и 3 с конкордией, составил 450±5 млн лет (СКВО=0.0051) (рис. 2).

По значениям отношения <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb цирконы из микронавесок 4 и 5 показали более древний возраст (525-553 млн лет). Принимая во внимание магматический генезис исследованных цирконов, полученное по ним значение возраста 450±5 млн лет рассматривается нами в качестве свидетельства того, что габброиды Бирдагского массива, которые секутся дайкой плагиогранитов, сформировались до этого временного рубежа.

4			Изс	топные отн		Возраст, млн лет				
№ микронавє сток зерен иркона	U/Pb*	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$Rho^6$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	$0.000 {\rm p}^{238} {\rm U}$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1	U/Pb=15.5	340	0.0565±2	0.0313±1	0.4619±24	0.0594±2	0.60	386±2	372±1	470±9
2	U/Pb=15.2	2927	$0.0560 \pm 1$	0.0278±1	0.5427±16	0.0703±2	0.84	440±1	438±1	453±4
3	U/Pb=15.4	2678	$0.0560 \pm 1$	0.0269±1	$0.5368 \pm 20$	$0.0695\pm2$	0.84	436±2	433±1	454±5
4	U/Pb=14.8	1463	$0.0579\pm2$	0.0405±1	0.5713±23	0.0716±4	0.85	459±3	446±2	525±7
5	U/Pb=11.2	1378	0.0586±1	0.0354±1	0.6008±25	0.0743±3	0.85	478±2	462±2	553±5

Результаты U-Pb изотопных исследований циркона (проба М-44)

Примечание: № микронавесок (1-5). Размер фракции (мкм) групп цирконов и их характеристика: 1) 85-100, 5 зёрен; 2) 85-100, А=10%, 12 зёрен; 3) 85-100, 15 зёрен; 4) 85-100, А=10%, 18 зёрен; 5) 85-100, 40 зёрен. <sup>а</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; <sup>б</sup> – коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. А=20% – количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки циркона. \* – навеска циркона не определялась. Величины ошибок (2<sup>6</sup>) соответствуют последним значащим цифрам.



Рис. 2. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов Бирдагского массива (проба М-44).

Полученные результаты изотопного датирования цирконов находятся в согласии с предыдущими результатами датирования пород этого массива.

Предполагается, что образование габброидов из Бирдагского массива, находящегося в пределах юго-западного фрагмента Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, по времени соответствует эпохе проявления внутриплитного мафитового магматизма на этой территории [6, 7].

Авторы выражают благодарность Е.Б. Сальниковой (ИГГД РАН) за помощь в выполнении аналитических исследований

<sup>1.</sup> Ультрамафит-мафитовый магматизм Юго-Западной Тувы / Ч. К. Ойдуп // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 354-372.

<sup>2.</sup> Первые данные по изотопному возрасту мафит-ультрамафитового комплекса Юго-Западной Тувы (U-Pb метод по цирконам) / Ч. К. Ойдуп // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Иркутск. 2006. Вып. 4. Т. 2. С. 69-72.

<sup>3.</sup> Кузнецова Л. Г., Шокальский С. П. Месторождения лития в редкометальных пегматитах Республики Тыва // Литий России: материалы всерос. науч.-практ. совещания с междунар. участием. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 65-70.

4. Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува / Е. Б. Сальникова [и др.] // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 656-662.

5. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса / В. В. Ярмолюк // Доклады РАН. 2003. Т. 389, № 3. С. 354-359.

6. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса / В. В. Ярмолюк // Доклады РАН. 2006. Т. 410, №5. С. 657-662.

7. Izokh A. E., Polyakov G. V., Vishnevsky A. K., Shelepaev R. A., Oyunchimeg T. Age of ultramafic-mafic magmatism in Western Mongolia // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Novosibirsk: Insitute of Geology and Mineralogy SB RAS. 2009. P. 137-139.

8. Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. etcosmochim. Acta. 1973. V. 37. P.485-494.

9. Krogh T. E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637-649.

10. Ludwig K. R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.

11. Ludwig K. R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.

12. Stacey J. S., Kramers I. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207-221.

13. Steiger R. H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36, N 2. P. 359-362.

*Ойдуп Чойганмаа Кыргысовна*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник ТИКОПР СО РАН, Кызыл

# Габбро-перидотитовые силлы неопротерозойского довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия): состав и условия формирования

© Д. А. Орсоев<sup>1</sup>, А. С. Мехоношин<sup>2, 3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, magma@gin.bscnet.ru <sup>2</sup> Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, mekhonos@igc.irk.ru <sup>3</sup> Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

Изучены габбро-перидотитовые силлы и их ксенолиты в неопротерозойском довыренском интрузивном комплексе. Установлено, что силлы являются более ранней фазе внедрения относительно основного объема Йоко-Довыренского массива. В составе их исходного расплава, отвечающего высокомагнезиальному пикробазальту, выявлены признаки надсубдукционной компоненты и значительной контаминации материалом средней (и верхней) коры. Присутствие высокомагнезиальных расплавов пикробазальтового состава в верхнем рифее указывает на высокий тепловой поток, вероятно, обусловленный существованием в этот период мантийного плюма.

Ключевые слова: габбро-перидотитовые силлы, пикробазальт, дифференциация, внутриплитные рифты, мантийный плюм.

### Gabbro-peridotite Sills of the Neoproterozoic Intrusive Dovyren Complex (Northern Prebaikalia, Russia): Composition and Conditions of Formation

*D. A. Orsoev<sup>1</sup>, A. S. Mekhonoshin<sup>2, 3</sup>* <sup>1</sup>Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia, magma@gin.bscnet.ru <sup>2</sup>Institute of Geochimistry SB RAS, Irkutsk, Russia, mekhonos@igc.irk.ru <sup>3</sup>Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Gabbro-peridotite sills and their xenolith in the Neoproterozoic Dovyren intrusive complex have been studied. Sills are of earlier phase of intrusion in relation to main body of the Yoko-Dovyren massif. In the composition of their primitive liquid responding to high-magnesia picrobasalt, patterns of suprasubductional component and critical contamination by the middle and upper crust material were defined. High-magnesia melts of the picrobasalt composition presence in the Upper Riphean points at a high heat flow caused by the existence of a mantle plume at this period.

Keywords: gabbro-peridotite sills, picrobasalt, differentiation, intraplate rifts, mantle plume.

Введение. Довыренский интрузивный комплекс расположен в южной части Олокитского рифтогенного прогиба. Современные геодинамические реконструкции связывают формирование этого прогиба с деструктивными процессами преобразования фундамента Байкало-Патомского палеобассейна в начале верхнего рифея и с последующей активизацией этих процессов на коллизионноакреционном этапе развития Олокитского рифта на рубеже 800-720 млн лет [3]. В результате этого этапа в пределах Олокитского рифта сформировалась Сыннырская впадина с проявлениями базитультрабазитового магматизма, представленного телами довыренского интрузивного комплекса и вулканогенными породами сынннырской свиты.

Довыренский комплекс для многих исследователей давно стал своеобразным полигоном, на котором можно решать разнообразные петрологические и рудогенетические задачи. Однако, несмотря на длительный период исследований, некоторые вопросы формирования комплекса, по-прежнему, остаются открытыми и неоднозначными. Так, одним из дискуссионных является вопрос о временных и пространственных взаимоотношениях Йоко-Довыренского массива с габбро-перидотитовыми силлами, расположенными в его приподошвенной области. Одни исследователи в случае непосредственного контакта силлов с нижней дунитовой зоной включают их в разрез массива в качестве «нижней краевой зоны», другие считают их апофизами главного интрузива и, наконец, третьи рассматривают эти силлы как проявления одной из самостоятельных фаз внедрения. Особое звучание решение этой проблемы приобретает в связи с приуроченностью к силлам промышленного типа ЭПГ-содержащего Си-Ni сульфидного оруденения. Подобная неоднозначность относительно происхождения силлов подтолкнула нас провести целенаправленные исследования, одним из результатов которых стала находка фрагментов (ксенолитов) силлов в габброидной зоне Йоко-Довыренского плутона. Наличие таких ксенолитов, наряду с геохронологическими данными [1, 6], убедительно свидетельствуют о том, что габбро-перидотитовые силлы являются продуктами более ранней магматической фазой внедрения относительно основного объема Йоко-Довыренского массива.

Минералого-геохимическая характеристика пород силлов и ксенолитов. Силлы наблюдаются вдоль всего северо-западного контакта Йоко-Довыренского плутона. Мощность их колеблется от десятков до 200-250 метров. В подавляющей своей части силлы имеют крутое падение и располагаются согласно с напластованием вмещающих терригенно-карбонатных пород. Наиболее мощные силлы дифференцированы.

Ксенолиты плагиолерцолитов обнаружены нами в коренном обнажении в центральной части Йоко-Довыренского массива на его юго-восточном склоне в пределах зоны развития оливиновых габбро и габброноритов. Ксенолиты представлены двумя крупными телами размером примерно 1×2 м. На их контактах с вмещающими оливиновыми габбро отмечаются маломощные реакционные оторочки, сложенные оливиновыми плагиовебстеритами. По структурно-текстурным и минералогогеохимическим характеристикам породы ксенолитов идентичны породам силлов. Характерной особенностью как тех, так и других является обогащенность их флогопитом.

На бинарных петрохимических диаграммах в координатах MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) и на диаграммах с индикаторными микроэлементами MgO – Ni, Cr, Sr, Ba, Zr составы пород силлов и их ксенолитов образуют единые тренды. Аналогичные закономерности изменений химического состава наблюдаются и для породообразующих минералов. В фемических минералах синхронно увеличивается железистость (оливина от 17.0 до 26.4%, клинопироксена от 12.3 до 20.6%, ортопироксена от 16.0 до 23.8%, флогопита от 12.3 до 25.6%), а в плагиоклазе уменьшается его основность (от 75.9 % *An* до 39.8 % *An*).

Суммарное содержание РЗЭ в силлах увеличивается от ультрамафитовых к габброидным породам. Все спектры силлов и ксенолитов характеризуются отрицательным наклоном  $(La/Yb)_N = 3.93-6.72$  со значительным фракционированием для легких лантаноидов  $(La/Sm)_N = 2.71-3.95$  и более слабым – для тяжелых  $(Gd/Yb)_N = 1.28-1.41$  и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией Eu/Eu<sup>\*</sup> = 0.77-0.95. На спайдерграммах все типы пород силлов и ксенолитов также демонстрируют однотипный спектр распределения, включая обогащенность крупноионными элементами – Rb, Ba, Th, U, максимум Nd, отчетливые минимумы по Ta, Nb, Sr и P, небольшое обеднение Ti и незначительное – Zr и Y.

Оценка *P-T* условий кристаллизации. Температуры мы оценили, предполагая равновесную кристаллизацию Срх и Орх с использованием двупироксеновых геотермометров, а давление – с использованием амфиболового геобарометра. Получены следующие температуры кристаллизации для пород силлов: плагиолерцолиты – 1103-1138°С, оливиновые плагиовебстериты – 1004-1050°С и оливиновые габбронориты – 985°С. Небольшое занижение температур наблюдается для ксенолитов: плагиолерцолит – 1096°С и оторочка плагиовебстерита – 1012°С. По-нашему мнению, это объясняется термальным воздействием на них вмещающей габброидной магмы массива, температура кристаллизации которой заметно ниже и составляет 1048°С. Давление для плагиолерцолита из силла и ксенолита примерно одинаковое и составило 3.9 и 3.7 кбар, соответственно, а для оливинового габбро Йоко-Довыренского массива заметно ниже – 3.1 кбар, что свидетельствует о меньших глубинах формирования массива.

Оценка состава исходного расплава. Определение состава материнского расплава проведено нами по составу пород закалочной фации силлов. Из всех существующих способов этот метод считается наиболее простым и достаточно надежным. Средний состав пород зоны закалки, вычисленный нами по 4 анализам, следующий (мас. %): SiO<sub>2</sub> 48.79, TiO<sub>2</sub> 0.48, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 9.85, FeO\* 10.45, MnO 0.17, MgO 20.86, CaO 7.56, Na<sub>2</sub>O 0.99, K<sub>2</sub>O 0.71, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.07. Он соответствует высокомагнезиальному, низкощелочному, низкотитанистому пикробазальту калиево-натриевой серии. На петрохимических диаграммах этот состав занимает промежуточное положение между плагиолерцолитами и оливиновыми габброноритами. Аналогичная картина наблюдается на спектрах распределения РЗЭ и спайдерграммах.

Обсуждение результатов и заключение. В наиболее мощных силлах выделяется расслоенная серия, сложенная плагиолерцолитами, оливиновыми плагиовебстеритами и оливиновыми габброноритами. В процессе фракционной кристаллизации происходит смена высокотемпературных минеральных парагенезисов на низкотемпературные. Умеренно высокие величины отношения Ti/Zr (46-60) и Ti/V (17-23) отличают пикробазальты зоны закалки, с одной стороны, от бонинитов (22-44 и 3-15 соответственно), а с другой, – от базальтов COX, для которых свойственны более высокие значения указанных отношений. По этим показателям они идентичны группе магнезиальных пикробазальтов, широко распространенных в палеопротерозойских внутриплитных рифтогенных структурах, и, в частности, с пикробазальтами верхнерифейской орловской серии (717±15 млн лет) Глушихинского прогиба, формирование которого связывается с коллизионно-аккреционным этапом развития рассеянных спрединговых зон Енисейского кряжа и проявлением внутриплитного магматизма на рубеже 730-720 млн лет [5], что практически совпадает с возрастом становления довыренского интрузивного комплекса.

Как известно, низкие концентрации Nb и Ta и отчетливое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми типичны для флюидонасыщенных магматических расплавов, которые формируются за счет дегидратации слэба в субдукционных условиях и не характерны для магматических ассоциаций внутриплитных рифтов. Поэтому можно предположить, что природа Ta-Nb минимума обусловлена существованием особого типа мантийного источника, возникшего при формировании континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. При этом корообразование было связано с проявлением многочисленных и разновозрастных зон субдукции [4] в результате чего подлитосферная древняя мантия региона могла быть метасоматизирована надсубдукционными богатыми водой и легкими лантаноидами флюидами. Эта мантия могла взаимодействовать с мантией глубинного плюма, определяющего коллизионно-аккреционные процессы и сопровождающего их рассеянного рифтогенеза в верхнем рифее, и обуславливая тем самым повышенную степень плавления мантийного вещества. Доказательством в пользу такого предположения могут служить соотношения в океанических базальтах трех несовместимых элементов Th, Nb и Ce. На диаграмме Ce/Nb –Th/Nb фигуративные точки пикробазальтов силлов располагаются вблизи поля базальтов островных дуг, демонстрируя тем самым, что в их источнике присутствовал надсубдукционный компонент. В совокупности все эти геохимические данные дают нам основание сделать вывод о том, что источником расплава силлов могла быть древняя надсубдукционная литосферная мантия, плавление которой произошло под воздействием тепла плюма, существовавшего в этот период времени [6]. К подобному выводу пришли А.А. Арискин с соавторами [2]. Они показали, что породы довыренского комплекса являются продуктами плавления древней надсубдукционной мантии с возрастом 2.7-2.8 млрд лет.

Вместе с тем, судя по высоким отношениям  $(Th/Ta)_N = 4.2-5.5$  и  $(La/Yb)_N = 5.7-6.6$  в пикробазальтах силлов, мы не исключаем влияние на состав материнского расплава значительной контаминации коровым материалом. Как можно наблюдать на диаграммах соотношения несовместимых элементов Nb/Nb<sup>\*</sup>-(La/Sm)<sub>N</sub> и Th/Nb-Zr/Y, фигуративные точки состава пикробазальтов зоны закалки группируются вне полей типичных мантийных базальтов N-MORB – IAB – OIB и попадают в область пород континентальной коры, тяготея при этом к области средней коры. В тоже время мы не исключаем влияние и пород верхней коры, поскольку глубина кристаллизация пород силлов составляет около 12 км. Вполне допустимо, что имело место перемещение расплава из одной промежуточной камеры в другую, где и произошла дополнительная контаминация расплава коровым материалом уже другого химического состава.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что формирование силлов и пород массива происходило из единого магматического расплава, ранняя дифференциация которого в глубинных промежуточных камерах обусловила отделение пикробазальтового расплава и поступление его в верхние горизонты коры с формированием межпластовых габбро-перидотитовых силлов. Внедрение второй, главной по объему, интрузивной фазы по тем же подводящим каналам привело к образованию мощной расслоенной серии Йоко-Довыренского массива. Интрудировавшая вторая порция расплава могла «разрушить» на своем пути уже закристаллизовавшиеся тела гипербазитовых силлов и захватить их фрагменты. Тела перидотитов вследствие своей тугоплавкости, а иногда и крупных размеров, не всегда могли быть полностью преобразованы в пироксениты или переведены в расплав и ассимилированы.

1. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) / А. А. Арискин [и др.] // Геохимия. 2013. № 11. С. 955-972.

2. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника / А. А. Арискин [и др.] // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 528-556.

3. Булгатов А. Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде-раннем палеозое. Новосибирск: Гео, 2015. 191 с.

4. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные / В. И. Коваленко // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21-41.

5. Ножкин А. Д., Качевский Л. К., Дмитриева Н. В. Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 1. С. 58-71.

6. Ernst R. E., Hamilton M. A., Soderlund U. A proposed 725 Ma Dovyren-Kingash LIP of southern Siberia, and possible reconstruction link with the 725-715 Ma Franklin LIP of northen Laurentia // Abstr. vol. 35. GAC – MAC, Joint Ann. Meeting "Geoscience at the Edge". May 27-29. 2012, St. John's, Newfoundland and Labrador, Canada. 2012.

**Орсоев Дмитрий Анатольевич**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, старший научный сотрудник Геологического института СО РАН, Улан-Удэ

#### Минералы платиновой группы из россыпей Среднего Урала

 © <u>Р. С. Паламарчук<sup>1</sup></u>, С. Ю. Степанов<sup>1</sup>, Д. А. Варламов<sup>2</sup>, А. В. Антонов<sup>3</sup>, Д. А. Ханин<sup>2, 4</sup>
 <sup>1</sup>Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, palamarchuk22@yandex.ru;
 <sup>2</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, dima@iem.ac.ru;
 <sup>3</sup>ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия, avlanaa@yandex.ru;
 <sup>4</sup>МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, mamontenok49@yandex.ru

В работе рассмотрены основные особенности минералов платиновой группы из россыпей, связанных с Каменушенским, Вересовоборским, Светлоборским и Нижнетагильским клинопироксенит-дунитовыми массивами. Установлено, что каждая из россыпных систем имеет свою собственную индивидуальную ассоциацию МПГ. Нижнетагильские россыпи выделяются присутствием ферроникельплатины. Россыпи Светлоборского массива характеризуются обилием включений Os-Ir-(Ru) состава и сульфидов ЭПГ, а также образованием самостоятельных агрегатов иридия. Каменушенские россыпи отличаются выдержанным составом минералов Pt-Fe ранней ассоциации и обильными включениями осмия. Россыпи Вересовоборского массива характеризуются отсутствием специфики в ассоциации МПГ.

Ключевые слова: россыпная платиноидная минерализация, минералы платиновой группы, россыпи Среднего Урала, изоферроплатина, железистая платина, тетраферроплатина, самородный иридий.

#### Platinum Group Minerals of Middle Ural's Placers

<u>*R. S. Palamarchuk<sup>1</sup>*</u>, *S. Yu. Stepanov<sup>1</sup>*, *D. A. Varlamov<sup>2</sup>*, *A. V. Antonov<sup>3</sup>*, *D. A. Khanin<sup>2, 4</sup>* 

<sup>1</sup> Saint-Petersburg mining university, Saint-Petersburg, Russia, palamarchuk22@yandex.ru;
 <sup>2</sup> Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia, dima@iem.ac.ru;
 <sup>3</sup> A. P. Karpinsky Russian geological research institute, Saint-Petersburg, Russia, avlanaa@yandex.ru;
 <sup>4</sup> Longerous Magazin State University Research Russia, magazing and an article and article

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, mamontenok49@yandex.ru

The main features of PGMs in placers associated with Kamenushensky, Veresovoborsky, Svetloborsky and Nizhnetagilsky clinopyroxenite-dunite massifs are considered. It is established that each of the placer systems has its own individual association of PGMs. The Nizhnetagilsky placers are exceled by the presence of ferronickelplatinum. The placers of Svetloborsky massif are characterized by an abundance of Os-Ir-(Ru) inclusions and sulphides of PGE, as well as the formation of independent aggregates of iridium. The Kamenushensky placers are differed by the consistency of Pt-Fe minerals of early association and abundant inclusions of osmium. The placers of Veresovoborsky massif are characterized by their lack of specificity in association of PGMs.

Keywords: placers platinum mineralization, platinum group minerals, placers of Middle Urals, isoferroplatinum, ferroplatinum, native iridium.

Уральские платиновые россыпи, начиная с 1819 г. и вплоть до открытия норильских медноникелевых месторождений (20-е годы XX в.), являлись единственным источником платиноидов в России [4]. Некоторые из россыпных объектов, например, Исовско-Туринский россыпной узел, являются уникальными по объему извлеченных платиноидов (около 220 т) и не имеют аналогов в мире. Несмотря на то, что коренные источники для формирования платиноносных россыпей установлены уже достаточно давно и их россыпеобразующий потенциал не вызывает сомнений [1], до сих пор не найдено ни одного коренного месторождения платины в массивах Урало-Аляскинского типа. Исключением является месторождение платины горы Соловьевой в дунитах Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовом массива, для которого подсчитаны забалансовые запасы.

Несмотря на длинную историю освоения платиновых месторождений клинопироксенитдунитовых массивов и связанных с ними россыпей, особенности коренного и россыпного оруденения изучены не в полной мере. Поскольку связь коренного и россыпного оруденения не вызывает сомнений, существенная часть особенностей россыпных минералов платиновой группы (далее МПГ) присуща минералам из коренных хромит-платиновых рудных зон. Данная работа посвящена особенностям МПГ из россыпей, связанных со Светлоборским, Вересовоборским, Каменушенским и Нижнетагильским массивами.

В ходе полевых работ 2016 г. был опробован ряд россыпей, связанных с клинопироксенитдунитовыми массивами Среднего Урала. Отобранные пробы были промыты на лотке. Из полученного шлиха МПГ были извлечены методом «отдувки». Морфологические особенности МПГ были изучены с помощью растровой электронной микроскопии на микроскопах CamScan MV2300 (Институт экспериментальной минералогии РАН, аналитик Д.А. Варламов) и CamScan MX2500 (ФГБУ «ВСЕ-ГЕИ», аналитик А.В. Антонов) с энергодисперсионными детекторами. Химический состав был определён на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX50 с волновыми детекторами (МГУ им. Ломоносова, аналитик Д.А. Ханин).

В целом, для всех россыпей и коренного оруденения в дунитах характерна одна ассоциация минералов платиновой группы. По времени формирования минералов эту ассоциацию можно разделить на раннюю и позднюю [3]. Ранняя ассоциация включает в себя два Pt-Fe минерала – изоферроплатину (Pt<sub>3</sub>Fe) и железистую платину или ферроплатину (Pt<sub>2</sub>Fe). В этих минералах присутствует большое количество включений. Прежде всего, это включения минералов твердого раствора Os-Ir, а также разнообразные сульфиды элементов платиновой группы изоморфных рядов лаурит-эрликманит (RuS<sub>2</sub>-OsS<sub>2</sub>) и кашинит-боуит (Ir<sub>2</sub>S<sub>3</sub>-Rh<sub>2</sub>S<sub>3</sub>).

Поздняя ассоциация включает в себя минералы изоморфного ряда тетраферроплатина (PtFe) – туламинит (Pt<sub>2</sub>CuFe) – никельферроплатина (Pt<sub>2</sub>(Cu,Ni)Fe).

Ранняя ассоциация Pt-Fe минералов. При диагностике Pt-Fe твёрдых растворов возникает ряд аналитических трудностей. По номенклатуре Кабри и Фезера [2], изоферроплатина обладает примитивной кубической структурой с содержанием Pt 50-80 ат. %, а железистая платина с разупорядоченной гранецентрированной кубической структурой и содержанием Pt 65-75 ат.%. Таким образом, минерал со стехиометрической формулой близкой к Pt<sub>3</sub>Fe может быть как изоферроплатиной, так и железистой платиной. Соответственно, без проведения рентгеноструктурного анализа даже при получении точной формулы Pt<sub>3</sub>Fe определение анализируемого минерала будет неоднозначным. В целом в россыпях, связанных с зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала, наблюдается полный ряд твёрдых растворов системы Pt-Fe от Pt<sub>2</sub>Fe до Pt<sub>3</sub>Fe с преобладанием того или иного минерала в зависимости от разных коренных источников.

Так, в россыпях Каменушенского массива абсолютно преобладает минерал, по стехиометрии отвечающий изоферроплатине с крайне выдержанным составом (рис. 1а). Примеси других элементов платиновой группы не превышают 2 ат. %.

Для россыпей Светлоборского массива отмечается широкая вариация в составах Pt-Fe минералов (рис. 1б). Минерал со стехиометрией изоферроплатины (Pt<sub>3</sub>Fe) количественно преобладает над Pt-Fe твёрдым раствором, по составу близким к железистой платине (Pt<sub>2</sub>Fe), однако точки анализов обоих минералов составляют единый ряд с колебанием содержания платины от 80 до 65 ат. %. Примеси остальных ЭПГ часто бывают значительными, до 5 ат. %. Примеси Си и Ni почти отсутствуют.

Для ранних Pt-Fe минералов Вересовоборских россыпей содержание Pt меняется примерно в тех же пределах, что и для Светлоборских. Однако Pt-Fe минералы со стехиометрией железистой платины пользуются значительно большим распространением. Как для изоферроплатины, так и для железистой платины характерны значительные примеси Cu (до 6 ат.%), что формирует на тройной диаграмме поле большей площади по сравнению со Светлым Бором (рис. 1в). Примеси ЭПГ незначительны и не превышают 2-3 ат.%.



Рис. 1. Составы Pt-Fe минералов ранней ассоциации из россыпей Каменушенского (а), Светлоборского (б), Вересовоборского (в) и Нижнетагильского (д) клинопироксенит-дунитовых массивов. Условные обозначения: 1 – минерал со стехиометрией изоферроплатины, 2 – железистая платина

Первичная ассоциация Pt-Fe минералов Нижнетагильских россыпей представлена минералом со стехиометрией железистой платины с выдержанным количеством Pt (около 68 ат. %). Содержание Cu и Ni колеблется от 2 до 16 ат. % (рис. 1г). Pt-Fe твёрдый раствор с составом изоферроплатины занимает явно подчиненное положение.

**Поздняя ассоциация Pt-Fe минералов.** Для россыпей Светлоборского массива (рис. 2a) характерно присутствие единичных зерен с каймами, состоящими из тетраферроплатины (рис. 3a) и реже туламинита, который может выполнять прожилки, развивающиеся вдоль трещин. В Вересовоборских россыпях тетраферроплатина и туламинит пользуются широким распространением (рис. 2б). Они образуют аналогичные каймы и прожилки (рис. 36, 3в). Весьма типичны эти минералы для россыпей, связанных с Нижнетагильским массивом (рис. 2в). В них широко распространены зерна железистой платины, непосредственно в которой в трещинах спайности по {111} развивается медь- и никельсодержащая тетраферроплатина. Она же формирует каймы в краевых частях зёрен (рис. 3г).



Рис. 2. Составы МПГ изоморфного ряда тетраферроплатина-туламинит-никельферроплатина из россыпей Светлоборского (а), Вересовоборского (б) и Нижнетагильского (в) клинопироксенит-дунитовых массивов



Рис. 3. РЭМ-фотографии Pt-Fe минералов в отраженных электронах. а – разведочный участок «Вершинный», Светлоборский массив; б, в – россыпь р. Вересовка, Вересовоборский массив; г – россыпь р. Рублевик, Нижнетагильский массив

Включения в Pt-Fe минералах. Из включений в россыпях, связанных с клинопироксенитдунитовыми массивами наиболее распространены индивиды Os–Ir–(Ru) твердых растворов. Их состав сильно колеблется в зависимости от коренного россыпеобразующего источника. Так, для россыпей, связанных с Каменушенским массивом характерно значительное количество осмия с выдержанным составом (около 77 мас.%). Чаще всего осмий образует пинакоидальные гексагональные пластины с идиоморфным огранением (рис. 4а).

В Вересовоборских россыпях осмий также преобладает, однако содержания осмия в индивидах повышаются до 83-84 мас. %. Появляются единичные включения иридия. В россыпях, связанных с Нижнетагильским массивом, среди включений преобладает самородный иридий с постоянным составом и существенной примесью платины, самородный осмий распространён в подчинённом количестве.

Россыпи Светлоборского массива значительно отличаются по характеру распределения и составу включений в Pt-Fe минералах. Для Os–Ir–(Ru) твёрдых растворов Светлоборских россыпей присуща сильная вариация составов от почти чистого осмия до почти чистого иридия. Индивиды осмия по морфологическим особенностям (рис. 4б) аналогичны ранее описанным пинакоидальным осмиевым кристаллам из россыпей Каменушенского массива. Специфическая особенность связанных со Светлоборским массивом россыпей – обилие включений иридия, а также присутствие его в виде достаточно крупных обособленных индивидов, выделяет эту минеральную ассоциацию на фоне остальных россыпных систем Среднего Урала. Иридий встречается как продукт распада твёрдого раствора в Pt-Fe минералах, либо формирует самостоятельные агрегаты некристаллографических очертаний (рис. 4в).

Включения сульфидов ЭПГ изоморфных рядов лаурит-эрликманит и кашинит-боуит широко встречаются в Pt-Fe минералах Каменушенского (рис. 4а) и Светлоборского (рис. 4г) массивов. По количеству явно преобладает лаурит. В основном, сульфиды ЭПГ образуют мелкие включения, часто с явной зональностью. В россыпях Вересовоборского и Нижнетагильского массивов сульфиды ЭПГ характеризуются незначительным распространением.



Рис. 4. РЭМ-фотографии Pt-Fe минералов в отраженных электронах: а – россыпи Каменушенского массива;

б, в, г – разведочного участка «Вершинный» Светлоборского массива

Таким образом, несмотря на общую схожесть минералогических ассоциаций, для каждой россыпной системы, связанной со своим россыпеобразующим массивом, характерны особенности, присущие только для этих россыпей. Так, для Нижнетагильских россыпей характерна ферроникельплатина, при почти полном отсутствии минералов, по составу отвечающих изоферроплатине. Россыпи Каменушенского массива, наоборот, характеризуются абсолютным преобладанием изоферроплатины с выдержанным составом и большим количеством всевозможных включений как Os-Ir-(Ru) состава, так и сульфидов ЭПГ. Светлоборская минеральная россыпная ассоциация во многом соответствует Каменушенской, но отличается большей вариацией составов ранних Pt-Fe минералов и включений в них. Отличает россыпи Светлого Бора и присутствие самостоятельных агрегатов иридия. Минеральная ассоциация Вересовоборских россыпей не обладает специфическими особенностями, отличаясь этим от остальных россыпных систем Среднего Урала.

Таким образом, на основе индивидуальных особенностей минеральных ассоциаций россыпных систем становится возможным оценивать вклад того или иного массива в формирование смешанных россыпей, например, таких как Исовско-Туринский россыпной узел.

1. Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Петроград, 1923. 343 с.

2. Химический состав и номенклатура Pt-Fe минералов хромититов Кондерского, Нижнетагильского и Светлоборского клинопироксенит-дунитовых массивов (Россия) / К. Н. Малич [и др.] // Минералы: строение, свойства, методы исследования: материалы VIII Всерос. молодежной науч. конф. Екатеринбург: Альфа-Принт, 2016. С. 112-114.

3. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенитдунитового массива Среднего Урала / К. Н. Малич, С. Ю. Степанов, И. Ю. Баданина, В. В. Хиллер // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. № 12. С. 65-84.

4. Мосин К. И. История добычи платины на Урале. Н. Тура: Нижнетуринская типография, 2000. 246 с.

Паламарчук Роман Сергеевич, студент 5-го курса Санкт-Петербургского горного университета

# Петро- и палеомагнитные исследования раннедокембрийских мафит-ультрамафитов медно-никелевого месторожденя Кун-Маньё

© *А. Ю. Песков<sup>1</sup>*, <u>*В. А. Гурьянов<sup>1</sup>*</u>, *А. Н. Диденко<sup>1, 2</sup>* <sup>1</sup> Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск <sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

В результате проведенных петро- и палеомагнитных исследований установлена связь между элементами залегания изученных интрузий и направлениями осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости. Выделено два этапа палеопротерозойской магматической активности: один из которых связан с внедрением силлов, другой – с внедрением даек. Перерыв между этапами мог составлять ≈ 1000-1200 лет. Рассчитаны координаты палеомагнитного полюса. Положение полюса, с учетом поправки за раскрытие Вилюйского рифта [15] близко к интервалу 1700-1720 млн лет траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирского кратона [12], что хорошо согласуется с имеющимися геохронологическими данными.

Ключевые слова: докембрий, мафит-ультрамафиты, месторождение Кун-Маньё, палеомагнетизм, Сибирский кратон.

# Petro- and Paleomagnetic Studies on the Early Precambrian Mafic-ultramafic Rocks from the Kun-Manyo Copper-nickel Deposit

A. Yu. Peskov<sup>1</sup>, <u>V. A. Guryanov<sup>1</sup></u>, A. N. Didenko<sup>1, 2</sup>
1 Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk
<sup>2</sup> Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The completed petro- and paleomagnetic investigations have successfully correlated the orientation of the principal axes of the ellipsoid of the anisotropy of initial magnetic susceptibility with the attitudes of the intrusions studied. Two stages of igneous activity are recognized in the Paleoproterozoic, one of which is associated with the intrusion of sills and the other with the intrusion of dykes. The time separation between these stages could be as much as  $\approx 1000-1200$  years. The coordinates of the paleomagnetic pole have been calculated. Its position corrected for the opening of the Vilyui rift [15] is close to the 1700-1720 Ma interval of the APW path of the Siberian Craton [12], which is in good agreement with available geochronological data.

Keywords: Kun-Manyo copper-nickel deposit, mafic-ultramafic rocks, paleomagnetism, Precambrian, Siberian Craton

Исследованиями последних десятилетий в раннедокембрийских структурах юго-восточной части Алдано-Станового щита выделена Северостановая металлогеническая провинция, открытие в пределах которой крупных месторождений медно-никелевых с платиноидами И апатиттитаномагнетитовых руд свидетельствует о высоких перспективах этой структуры [1, 7, 18 и др.]. Структурно эта провинция охватывает территорию Пристанового коллизионного пояса, являющегося зоной сочленения Алданской гранулито-гнейсовой и Джугджуро-Становой гранит-зеленокаменной областей [4]. Полученные на сегодняшний день геологические и геохронологические данные позволили выделить этап проявления позднепалеопротерозойского мафит-ультрамафитового магматизма (1.76–1.69 млрд лет), который представлен многочисленными и протяжёнными ареалами и роями даек, силлов, реже небольшими штоками, слагающими Джугджуро-Становой пояс малых интрузий ([2, 3, 8], рис. 1).

В работе обсуждаются новые результаты петро- и палеомагнитных исследований палеопротерозойских мафит-ультрамафитов Кун-Маньёнского рудного поля, расположенного на восточном фланге Пристанового коллизионного пояса. Получение петро- и палеомагнитных характеристик для двух разных морфогенетических типов интрузий кун-маньёнского комплекса было направлено на достижение следующей цели: оценка стадийности мафит-ультрамафитового магматизма и времени его формирования, а также поиска новых эффективных и экономически выгодных методов исследований (выявления) структур подобного типа. Надежность петро- и палеомагнитных результатов обеспечивалась применением современных методик измерений [5, 7, 9, 11 и др.] на высокоточном оборудовании производства России, Чехии и США (ИГП, ТАФ-2, JR-6A, MFK-1FA, 2G Enterprise).



Рис. 1. Схема размещения интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов, рудопроявлений и литохимических ореолов рассеяния никеля и меди в пределах юго-восточного обрамления Сибирской платформы (по [14] с изменениями): 1 – Джугджуро-Становой пояс интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов; 2 – медно-никелевые рудопроявления (а) и месторождения (б) (1 – Няндоми, 2 – Кэндэкэ, 3 – Богидэ, 4 – Кун-Маньё, 5 – Утук-Макит, 6 – Сатмарское, 7 – Авгенкур, 8 – Тангграк, 9 – Бурпалинское); 3 – литохимические потоки никеля и меди по данным геохимической (а) и геологической (б) съёмок; 4 – площади распространения интрузий никеленосных мафит-ультрамафитов

#### Результаты петромагнитных исследований

Анализ зависимостей намагниченности насыщения от температуры (Js–T) представительного ряда образцов вебстеритов и кортландитов показал, что они представлены ферримагнитным видом кривых. Зависимости Js–T имеют однофазный вид с точками Кюри (Tc) – 570–610 °C. Опираясь на результаты термомагнитного анализа, можно заключить, что минералом-носителем магнетизма в изученных мафит-ультрамафитах является магнетит и его катион-дефицитные разности.

Взаимосвязь анизотропии начальной магнитной восприимчивости (AMB) пород и их текстурой позволяет использовать метод изучения AMB как метод структурно-петрографического анализа [10]. Изученные образцы пород из даек «Черный Исполин» и «Меридиональная» имеют, преимущественно, плоскостной тип эллипсоида AMB. Направление максимальной оси эллипсоида AMB (K1) соответствует азимуту и углу падения дайки. Зависимости величины AMB (P) от величины магнитной восприимчивости (km) не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии либо незначительном влиянии вторичных процессов, повлиявших на магнитную текстуру вещества.

Фигуративные точки изученных образцов вебстеритов, отобранных из силла «Кубук», тяготеют к области плоскостного типа эллипсоида AMB. Направление максимальной оси эллипсоида (K1) соответствует направлению простирания силла, а средней оси (K2) – азимуту и углу его падения. Для изученных образцов из силла «Икэн» не отмечается связи между формой геологического тела и направлениями осей эллипсоида AMB. Это, по всей вероятности, связано с наличием вторичных (наложенных) процессов, повлиявших на магнитную текстуру вещества, на что указывает высокая корреляционная зависимость (R = 0.86) между величинами Р (величина анизотропии начальной магнитной восприимчивости) и km (величина начальной магнитной восприимчивости) [6].

Результаты палеомагнитных исследований

В 33 из 64 изученных образцов пород установлена древняя характеристическая («идущая» на ортогональных диаграммах в начало координат) компонента намагниченности (ChRM). Данная компонента намагниченности установлена во всех изученных интрузивных телах Кунманьёнского комплекса. В образцах с наименьшими значениями отношения Кёнигсбергера фиксируется намагниченность с направлением, близким к направлению геомагнитного поля Земли в точке отбора.

Средние направление ChRM–A, установленное в дайках «Черный Исполин» и «Меридиональная» имеет следующие значения: Dec =  $32.9^{\circ}$ , Inc =  $37.4^{\circ}$ , K = 15.4,  $a95 = 9.1^{\circ}$ . Средние направление ChRM–B, полученное по силам «Икэн» и «Кубук», составляет: Dec =  $60.2^{\circ}$ , Inc =  $56.0^{\circ}$ , K = 25.8,  $a95 = 7.7^{\circ}$  и статистически отличается от среднего направления ChRM–A.

Различие между направлениями ChRM–A и ChRM–B связано, по нашему мнению, с различными этапами внедрения силлов и даек, и указывает на первичность выделенных характеристических компонент намагниченности. Поскольку, при факте перемагничивания пород, ChRM–A и ChRM–B, по всей вероятности, имели бы статистически одинаковые направления. Исходя из этого, мы можем заключить, что направления ChRM–A и ChRM–B фиксируют две стадии формирования Кун-Маньёнского рудного поля: одна из которых связана с внедрением силлов, другая – с внедрением даек. Перерыв между этапами согласно имеющимся оценкам изменения направления геомагнитного поля Земли [13] мог составлять ≈1000-1200 лет.

Поскольку перерыв между фиксацией выделенных характеристических компонент намагниченности не превышает  $10^4 - 10^5$  лет – периода, за который усредняется положение палеомагнитного полюса [11], то для расчета последнего мы использовали среднее направление характеристической компоненты намагниченности, рассчитанное по всем изученным образцам мафит-ультрамафитов из силлов «Кубук» и «Икэн», а также даек «Меридиональная» и «Черный Исполин»: Dec = 43.1°, Inc = 46.7°, K = 13.1, a95 = 7.2°. Координаты рассчитанного палеомагнитного полюса, с учетом поправки за разворот Алдано-Станового блока относительно Ангаро-Анабарского на 25° в палеозое [15], составили: Plat = -55.3°, Plong = 100.8°, dp = 9.3°, dm = 6.0°. Положение рассчитанного палеомагнитного полюса (ТКМП) Сибири [12] на  $\approx$  1710–1730 млн лет, что согласуется с геохронологическими данными [2, 3]. Помимо этого, рассчитанное положение палеомагнитного полюса подтверждает предложенную в [4] магнитотектоническую модель, согласно которой полное объединение Алдано-Становой и Ангаро-Анабарской тектонических провинций в единый Сибирский кратон произошло около 1720-1730 млн лет назад.

В заключении хотелось бы отметить, что полученные палеомагнитные данные хорошо согласуются с имеющимися геохронологическими определениями [2, 3], что дополнительно свидетельствует о первичности выделенной в мафит-ультрамафитах характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности. Помимо этого, установленные различия между выделенными направлениями ChRM-A и ChRM-B открывают перспективы для более полного петро- и палеомагнитного исследования при крупномасштабных геологических и поисковых работах Кунманьёнского интрузивного комплекса и структур подобного рода с целью оценки продолжительности и стадийности мафит-ультрамафитового магматизма на стадии формирования интрузивных комплексов. Вместе с этим изучение анизотропии начальной магнитной восприимчивости и её связи с элементами залегания геологических тел может стать новым эффективных и экономически выгодным методом геологоструктурного исследования с целью определения элементов залегания интрузивных тел при проведении геологосъемочных и поисково-оценочных работах.

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Масштаб 1:1000 000. Дальневосточная серия. Лист N-53 – Шантарские острова. Объяснительная записка / В. Ю. Забродин [и др.]; ред. Г. В. Роганов. СПб: Издво картфабрика ВСЕГЕИ, 2009, 448 с.

2. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита / В. А. Гурьянов [и др.] // Доклады академии наук. 2009. Т. 425, № 4. С. 505-508.

3. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса (юго-восток Сибирской платформы) / В. А. Гурьянов [и др.] // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 48-55.

4. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) / А. Н. Диденко [и др.] // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 31–54.

5. Метелкин Д. В., Казанский А. Ю. Основы магнитотектоники: учеб. пособие. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 2014. 127 с.

6. Песков А. Ю. Применение анизотропии начальной магнитной восприимчивости при геологосъемочных и поисковоразведочных работах на примере палеопротерозойских пород Алдано-Станового щита // XVII краевой конкурс молодых ученых и аспирантов в области наук о жизни и Земле. Хабаровск, 2015. С. 164–167.

7. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеозойский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

8. Сульфидная медно-никелевая минерализация палеопротерозойских мафит-ультрамафитов юго-востока Алдано-Станового щита / В. С. Приходько [и др.] // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанных с ними месторождений: материалы III Междунар. конф. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УРО РАН, 2009. Т. 2. С. 111-114.

9. Палеомагнитология / А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комисарова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

10. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Л. Е. Шолпо [и др.]. Л.: Недра, 1986. 224 с.

11. Butler R. F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Boston: Blackwell Sci. Publ., 1992. 319 p.

12. Didenko A. N., Vodovozov V. Yu., Peskov A. Yu, Guryanov V. A., Kosynkin A. N. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic – early Mesoproterozoic times // Precambrian research. 2015. P. 58–77.

13. Gallet Y., Genevey A., Le Goff M. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts // Phys. Earth Pl. 2002. V. 131, N 1. P. 1–89.

14. Guryanov V.A., Peskov A.Yu., Didenko A.N., Prikhodko V.S., Petukhova L.L. Late Paleoproterozoic mafite-ultramafite magmatism of the South-eastern Aldan-Stanovoy Shild, and related copper-nickel mineralization (Russian Far East) // Proceeding of the 2-nd International Conference "Precambrian Continental Growth and Tectonism". Singh V.K., Chandra, eds. India, Jhansi: Institute of Earth Sciences, 2011. P. 79-84.

15. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229-242.

*Песков Алексей Юрьевич*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

#### Докембрийские комплексы в составе ультрамафит-мафитовых массивов платиноносного пояса Урала

## © Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, Georg\_Petrov@mail.ru

Платиноносный пояс Урала – это цепь крупных дунит-клинопироксенит-габбро-гранитных плутонов, вытянутая вдоль Уральского хребта. Большая часть пород, входящих в состав массивов, имеет силурийский возраст и островодужные геохимические характеристики; их формирование связано с Тагильской палеоостроводужной системой. Однако в последнее время появились новые данные о докембрийском Sm-Nd возрасте пород дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации и оливиновых габбро, слагающих блоки в 8 массивах Платиноносного пояса. Для допалеозойских пород характерно широкое развитие зон высокотемпературных бластомилонитов, метаморфической полосчатости и других признаков высокотемпературной деформации и течения. Можно предположить, что блоки докембрийских метаморфизованных интрузивных пород в силурийских габбро-гранитных массивах могли быть подняты из фундамента палеозойской Тагильской островной дуги.

Ключевые слова: Урал, Платиноносный пояс, докембрий, фундамент островной дуги.

#### Precambrian Complexes in Ultramafic-mafic Massifs of Uralian Platiniferous Belt

## G. A. Petrov, Ju. L. Ronkin, A. V. Maslov

The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinbourg, Russia, Georg\_Petrov@mail.ru

Platiniferous belt of the Urals is the chain of large dunite-pyroxenite-gabbro-granite plutons that stretches more than 900 km along the Ural mountains. A most part of the rocks composing the massifs, is of Silurian age and has island-arc geochemical characteristics; their formation is associated with Tagil paleo-island arc system. However, recently emerging evidence of Precambrian Sm-Nd age of the dunite-clinopyroxenite-tilaite association and olivine gabbro, forming some blocks in 8 plutons of the Platiniferous belt. For the Pre-Paleozoic rocks is characterized by wide development of zones of high temperature blastomylonites, metamorphic banding and other signs of high temperature deformation and flow. We can assume, that blocks of Precambrian metamorphosed intrusive rocks in Silurian gabbro-granite massifs can be uplifted from the basement of Paleozoic Tagil island arc.

Keywords: Urals, Platiniferous Belt, Precambrian, Island Arc Basement.

Различным аспектам геологического строения, петрологии и рудоносности массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ) – цепочки крупных дунит-пироксенит-габбро-гранитоидных плутонов, протянувшейся более чем на 900 км, посвящено огромное количество исследований. Представления об обстановках и времени формировании структурно-вещественных комплексов ППУ также весьма разнообразны. Краткий обзор этих публикаций приведен, в частности, в работе [1]. В задачу нашего исследования не входит подробная характеристика этих вопросов, мы рассмотрим только некоторые аспекты строения ППУ в связи с обнаружением в его составе блоков допалеозойских плутонических пород. В составе плутонов Платиноносного пояса наиболее распространены 4 комплекса – дунитклинопироксенит-тылаит-габбровый (А. А. Ефимов [1] разделяет его на два – дунитклинопироксенит-тылаитовый и комплекс оливиновых габбро), габброноритовый, амфиболовых и пироксен-амфиболовых габбро и гранитоидный. Амфиболовые габбро часто являются продуктами метасоматического замещения габброноритов и оливиновых габбро, но есть и магматические тела этих пород. Большая часть пород, слагающих массивы ППУ, имеет силурийский возраст и островодужные геохимические характеристики; их формирование связывается с Тагильской палеоостроводужной ситемой [3, 4, 13, 15]. Вместе с тем, в последнее время появляются данные о вендском возрасте дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации и оливиновых габбро, слагающих блоки в плутонах ППУ. Кратко перечислим их: 1) по 14 пробам клинопироксен-содержащих метадунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов, низкощелочных тылаитов Кытлымского массива, отобранных на горе Конжаковский Камень, получена Sm-Nd изохрона 551  $\pm$  32 млн лет, CKBO = 1.9; Nd<sub>i</sub>  $= 0.512252 \pm 0.000043$  [8]; 2) по фракциям пироксена, плагиоклаза и валовому составу оливиновых габбро Кумбинского массива построена Sm-Nd изохрона 561 ± 28 млн лет, СКВО = 1.9; Nd<sub>i</sub> = 0.512281 ± 0.000032 [5]; 3) по валовым составам оливиновых, двупироксеновых и амфиболовых метагаббро Хорасюрского массива вычислена Sm-Nd изохрона 565 ± 50 млн лет (95% доверительный уровень, СКВО = 0.29) [11]; 4) в пробах оливинового габбро из Кытлымского и Княсьпинского массивов по фракциям плагиоклаза, пироксена + оливина, магнетита и валовым составам пород получены Sm-Nd изохроны 550 ± 25 млн лет (СКВО = 0.057; Nd<sub>i</sub> = 0.512260 ± 0.000029) и 542 ± 25 млн лет (СКВО = 1.4; Nd<sub>i</sub> = 0.512316 ± 0.000027) [6]; 5) А.А. Ефимовым с соавторами [2] в результате изучения Sm-Nd изотопной системы дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии массива Денежкин Камень получены изохронные датировки по монофракциям породообразующих минералов и валовым составам пород, укладывающиеся в интервал 552-543 млн лет; 6) авторами проведено исследование крупнозернистого оливинового габбро из блока, расположенного в северной части Ялпинг-Ньерского массива (Северный Урал) [7]. По монофракциям плагиоклаза, пироксена, оливина и валовому составу породы получена эрохрона **570 ± 84** млн лет (СКВО = 3.3; Nd<sub>i</sub> =  $0.51229 \pm 0.00012$ ); 7) при проведении геологического доизучения Чистопского массива авторами совместно с сотрудниками ЦИИ ВСЕГЕИ были получены следующие новые данные о возрасте меланократовых габбро. В пробе такситовых клинопироксен-амфиболовых габбро (№ 7083) южного окончания массива (гора Хапья-Сур) проанализированы 32 зерна акцессорных цирконов, в результате чего получен спектр возрастов от 1726 до 922 млн лет. Наиболее компактные группы значений позволяют вычислить следующие параметры для отдельных кластеров:  $1655.9 \pm 9.8$  млн лет (n = 11; CKBO = 0.45; probability (of concordance) = 0.5);  $1045 \pm 13$  MJH JET (n = 4; CKBO = 0.74; probability (of concordance) = 0.39)  $\mu$  972 ± 13 млн лет (n = 5; CKBO = 0.0005; probability (of concordance) = 0.98). Наиболее близкими к линии конкордии являются значения возраста, вошедшие в последний (наиболее «молодой») кластер – 972 ± 13 млн лет.. Вторая проба (№ 5016) отобрана в центральной части массива, на горе Железный Камень, из массивных крупнозернистых коронитовых титаномагнетит-шпинель-паргасит-оливинпироксен-анортитовых габбро. По фракциям титаномагнетита и шпинели, плагиоклаза, оливина, пироксенов и паргасита и породе в целом получена изохронная зависимость, позволяющая вычислить значение возраста  $686 \pm 19$  млн лет (n = 4; СКВО = 1.8; Nd<sub>i</sub> = 0.512109 \pm 0.000025). Третья проба (№ 2331) из северо-восточной части массива (левобережье р. Лозьва, южнее горы Маньтомрат), представлена меланократовым массивным крупнозернистым титаномагнетит-пироксен-амфиболовым габбро. По данным, полученным для монофракций титаномагнетита, плагиоклаза, пироксена и амфибола и породе в целом, рассчитана эррохрона 769 млн лет (n = 4; CKBO = 5.6; Nd<sub>i</sub> = 0.51191  $\pm$ 0.00017), Т<sub>DM</sub> = 1650 млн лет.

Таким образом, полученные разными коллективами авторов датировки перидотитов и оливиновых габбро северной части Платиноносного пояса Урала соответствуют венду и верхнему рифею. Доордовикские датировки известны также и для некоторых массивов Среднего Урала. Так, Е.В. Пушкаревым и Б.А. Калегановым по амфиболам из 6-ти проб оливинового габбро *Уктусского массива* К-Аг методом получены цифры, укладывающиеся в диапазон **536** ± **36** млн лет [9]. Для допалеозойских ультрамафитов и габброидов характерно широкое развитие признаков проявления "горячей тектоники" – зон высокотемпературных бластомилонитов, метаморфогенной полосчатости и других признаков высокотемпературных деформаций и течения, хорошо описанных в работах А.А. Ефимова [1 и др.], В.Р. Шмелева [14] и других исследователей. Все сказанное дает основания предполагать, что в структуре плутонов ППУ присутствуют блоки метаморфизованых докембрийских интрузивных пород, входящих в состав основания палеозойской Тагильской палеоостроводужной системы.

Формирование полиформационных плутонов ППУ до сих пор является предметом дискуссий. Как показано выше, в составе ППУ присутствуют блоки и массивы пород допалеозойской дунитклинопироксенит-тылаит-габбровой серии, претерпевших высокотемпературные пластические деформации. Гомогенизация Sm-Nd изотопной системы дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса и оливиновых габбро вероятно произошла в возрастном интервале 570–540 млн лет (исключением, возможно, является Чистопский массив, где известны более древние образования). Г. Б. Ферштатер с соавторами [12] обосновывают начало процесса фракционирования оливина и клинопироксена из тылаитового расплава при давлениях 20-25 кбар и кристаллизацию оливинового и амфиболпироксенового габбро при 10-15 кбар. Указанные оценки параметров кристаллизации расплава хорошо согласуются с нашими данными. Так, в коронитовых плеонаст-оливин-пироксеновых габбро Чистопского массива по ортопироксен-шпинелевому барометру Дж. Мерсье [18] получены значения давлений 19.1-20.3 кбар, а более поздний амфибол кристаллизовался при 7-9 кбар. Е. В. Пушкарев [9] предлагает модель кристаллизации дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии и оливиновых габбро в процессе перемещения магматического очага с мантийного на нижнекоровый уровень: в процессе всплывания и охлаждения доля твердой фазы возрастает, количество остаточного расплава снижается, а в определенный момент времени поднимающийся магматический очаг превращается в горячий твердопластический диапир. Такая модель объясняет широкое распространение высокотемпературных бластомилонитов и метаморфических структур в пределах массивов ППУ. Вероятно, установленный возрастной интервал гомогенизации Sm-Nd изотопных систем дунит-клинопироксенитгаббрового комплекса и оливиновых габбро (560-540 млн лет, поздний венд) соответствует времени достижения ими температур порядка 850°С; в это время мантийный диапир должен был находиться в нижней коре.

Проблема интерпретации обстановки возникновения гигантского валообразного мантийного магматического диапира, в результате трансформации которого сформировались массивы ППУ, в настоящее время является дискуссионной. Учитывая пространственную ассоциацию с метаморфизованными вендскими островодужными образованиями [6; 7], можно высказать предположение об образовании дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса в вендское время в результате погружения и отрыва субдуцированного слэба, формирования «астеносферного окна» и быстрого поднятия горячего мантийного вещества и глубинных флюидов. Такой механизм часто используется для интерпретации проявления магматизма рифтового типа на завершающих стадиях формирования островных дуг и активных континентальных окраин [10; 17 и др.]. В последнее время приобретает всё большую популярность модель формирования дунит-клинопироксенит-тылаит-габбровой серии из мантийных магм анкарамитового типа [19], что не противоречит расположению массивов ППУ в структуре древней островной дуги (например [16]).

1. Ефимов А. А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134-153.

2. Блоки доордовикских пород в структуре Платиноносного пояса Урала: Sm-Nd изотопный возраст дунит-клинопироксениттылаитового комплекса массива Денежкин Камень / А. А. Ефимов, В. С. Попов, А. А. Кременецкий, Б. В. Беляцкий // Литосфера. 2010. №2. С. 35-46.

3. Иванов К. С., Шмелев В. Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // ДАН. 1996. Т. 347, № 5. С. 649-652.

4. Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 1997. 488 с.

5.Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала / В. И. Маегов [и др.] // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: материалы XII чтений А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110-113.

6. Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы / Г. А. Петров [и др.] // ДАН. 2010. Т. 432, № 4. С. 499-505.

7. Новые данные о составе и возрасте комплексов допалеозойского основания Тагильской палеоостроводужной системы на Северном Урале / Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, А. Гердес, А. В. Маслов // ДАН. 2014. Т. 459, №5. С. 589-594.

8. Попов В. С., Беляцкий Б. В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // ДАН. 2006. Т. 409, № 1. С. 104-109.

9. Пушкарев Е. В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

10. Ремизов Д. Н., Хаин Е. В., Федотова А. А. Концепция астеносферных окон в связи с особенностями строения и магматизма Юга Сибири и Полярного Урала // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. С. 69-72.

11.Новые данные по U-Pb (SHRIMP-II) и Sm-Nd (ID-TIMS) изотопной систематике комплексов Приполярного сегмента Урала / Ю. Л. Ронкин // Изотопные системы и время геологических процессов: материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН. 2009. Т. 2. С. 116-119.

12. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса / Г. Б. Ферштатер, Ф. Беа, Е. В. Пушкарев // Геохимия. 1999. № 4. С. 352-370.

13.Интрузивный магматизм ранних стадий развития Уральского эпиокеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции / Г. Б. Ферштатер [и др.] // Геохимия. 2009. № 2. С. 150-170.

14. Шмелев В. Р., Петров Г. А. Петрогенезис и механизм становления габброидных комплексов Платиноносного пояса Урала (на примере Чистопского массива, Северный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Т. 1. Томск: Изд-во Томского университета, 2002. С. 163-168.

15. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 75-86.

16. Green D. H., Schmidt M. W., Hibberson W. O. Island-arc Ankaramites: Primitive Melts from Fluxed Refractory Lherzolitic Mantle // Journal of Petrology. 2004. V. 45, № 2. P. 391-403.

17. Kohn M. J., Parkinson C. D. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision // Geology. 2002. V. 30, № 7. P. 591-594.

18. Mercier J-C.C. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. V. 70, № 1-2. P. 1-37.

19. Puchkov V. N., Petrov G. A., Ronkin Yu. L. Geodynamic conditions of origin of the platinum-bearing belt of the Urals // Abstracts of 12<sup>th</sup> International Platinum Symposium. Yekaterinburg: IGG UB RAS. 2014. P. 202-203.

*Петров Георг Аскольдович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

## Базит-гипербазиты Енского зеленокаменного пояса (северо-восток Фенноскандинавского щита, Кольский регион)

#### © В. И. Пожиленко

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, pozhil@geoksc.apatity.ru

Преобладающая часть разнообразных амфиболитов, слагающих пластовые тела Ёнского зеленокаменного пояса, соответствует базальтам толеитовых серий, сформированным, вероятнее всего, в условиях континентальных обстановок. Ультрабазиты, находящиеся в ассоциации с амфиболитами, являются метакоматиитами не только по общим петрохимическим характеристикам, но и по CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отношениям и содержанию TiO<sub>2</sub>.

Ключевые слова: амфиболиты, метакоматииты, петрохимические диаграммы, Фенноскандинавский щит, Кольский регион.

## **Basic-ultrabasic Rocks of the Yona Greenstone Belt** (North-East of the Fennoscandian Shield, Kola Region)

*V. I. Pozhilenko* Geological Institute, Apatity, Russia, pozhil@geoksc.apatity.ru

The predominant part of the various amphibolites comprising the sheeted bodies of the Yona greenstone belt corresponds to the basalts of the tholeiitic series formed most likely in the conditions of continental environments. The ultrabasic rocks, which are in association with amphibolites, are metakomatiites not only for common petrochemical characteristics, but also for the CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios and TiO<sub>2</sub> content.

Keywords: amphibolites, metakomatiites, petrochemical chart, Fennoskandian Shield, Kola region.

Расположенный в северо-западной части Беломорского подвижного пояса Ёнский зеленокаменный пояс привлекает в последнее время многих исследователей не только как своеобразная структура, разрез которой не характерен для разрезов зеленокаменных поясов. Во-первых, его возраст намного моложе аналогичных образований Керетьского зеленокаменного пояса – 2778±4 млн лет и 2977±45 млн лет [4] соответственно. Во-вторых, в его пределах были выявлены в последние годы три участка распространения эклогитов, расположенных в линейной зоне, на генезис которых существует четыре точки зрения, а на возраст – две (статьи Березина А.В., Докукиной К.А., Каулиной Т.В., Конилова А.Н., Козловского В.М., Мельник А.Е., Сибелева О.С., Скублова С.Г., Щипанского А.П., Япаскурта В.О. и других). В-третьих, выявлено широкое распространение (около 80 участков) диафторированных в разной степени реликтов эклогитов (апоэклогитов) не только в пределах основной структуры Ёнского зеленокаменного пояса, но и в телах амфиболитов среди мигматизированных и гранитизированных пород фрагментов пояса [2]. В-четвёртых, в глинозёмистых гнейсах ёнского комплекса [1] выявлены реликты гранулитового метаморфизма (Т до 860°, Р до 14.8 кбар) [3]. В-пятых, при интерпретации разных частей сложного слоистого разреза, например, гнейсов как вулканитов островных дуг, а амфиболит-ультрабазитовой ассоциации пород как океанических метавулканитов [4] трудно объяснить их пространственную ассоциацию. В-шестых, в породах комплекса отсутствуют однозначно интерпретируемые структурно-текстурные признаки их первичной природы. Поэтому, кажется, вполне правомерно попытаться определить первичную природу основных типов пород с привлечением статистически более значимого количества петрохимических анализов (около 100 анализов) и ряда петрохимических диаграмм.

Основные петрографические группы пород. Ёнский зеленокаменный пояс представляет собой сложную асимметричную синформу северо-западного простирания размером около 120×60 км. Сложен Ёнский ЗКП ёнским комплексом гнейсов и амфиболитов [1]. Толщи амфиболовых и биотитамфиболовых гнейсов преобладают в разрезе и содержат в разных количествах маломощные прослои (от первых сантиметров до первых метров) амфиболитов. Толщи разнообразных (полевошпатовых, гранатовых, эпидот- и диопсидсодержащих) амфиболитов мощностью от нескольких метров до 700-1500 м и протяженностью от сотен метров до 70 км составляют меньшую часть разреза. В наиболее мощных толщах амфиболитов выявлены многочисленные (около 100) будинированные линзообразные и пластообразные конкордантные тела метаультрабазитов. Кроме того, как было отмечено выше, в амфиболитах выявлены реликты эклогитов. Учитывая, что породы ёнского комплекса претерпели неоднократные процессы метаморфизма и мигматизации, для исследований были выбраны наименее изменённые петрографические разновидности проанализированных пород, которые были подразделены на четыре группы:
1 – гнейсы однородные и неясно-полосчатые, биотитовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые;

2 – амфиболиты однородные и неяснополосчатые, мезо- и меланократовые, гранатовые, гранатполевошпатовые и диопсидсодержащие, а также апоэклогиты;

3 – амфиболиты однородные и неяснополосчатые, мезо- и меланократовые, полевошпатовые, а также мономинеральные (горнблендиты);

4 – метаультрабазиты (метаультрамафиты), рассланцованные и неяснополосчатые, меланократовые, актинолит-тремолитовые, серпентинизированные, (±карбонат, ±оливин, ±хлорит, рудные).

**Петрохимическая характеристика групп пород.** Естественно надо полагать, что в каждой из выделенных четырех групп объединён достаточно широкий по химизму спектр пород и поэтому содержание главных породообразующих элементов в них варьирует в значительных пределах (табл. 1)

Таблица 1

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O			
Амфиболиты										
45.08-54.38	6.07-18.38	0.25-4.73	4.81-17.74	3.46-15.43	8.01-18.19	0.81-3.96	0.17-1.33			
Гранатовые амфиболиты										
40.2-52.16	11.87-17.56	1.18-6.14	6.89-16.12	3.34-8.93	7.94-15.28	0.56-2.85	0.2-1.17			
Гнейсы										
54.56-72.43	12.93-17.15	0.28-2.87	1.02-7.69	0.56-5.23	1.23-8.02	0.87-5.42	0.13-4.66			
Метагипербазиты										
34.15-51.09	0.63-10.03	1.93-10.56	4.47-11.81	19.09-39.08	0.8-12.45	0.01-1.12	0.01-1.12			

Вариации содержаний основных петрогенных элементов

В метаультрабазитах содержание  $H_2O^-$  и  $H_2O^+$  и потери при прокаливании в сумме могут составлять до 7.15 %, содержание TiO<sub>2</sub> 0.12-0.64%, а величина CaO/ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отношения для большинства анализов колеблется от 1.2 до 7.2, что характерно для коматиитов.

**Первичная природа главных типов пород.** Для определения петрохимических типов пород и первичной природы были использованы диаграммы – TAS, AFM (Irvine and Baragar), AFM [5] и MFA [7]. Обработка данных химических анализов и построение диаграмм производились по программе «Geochemical Data Toolokit (GCDkit) 3.00» [8].

Фигуративные точки анализов гнейсов, амфиболитов, и ультрабазитов Ёнского ЗКП на петрохимических диаграммах Петрокомитета и TAS располагаются в поле субщелочных толеитовых пород – от пикробазальтов до риолитов, причём низкощелочные и высокомагнезиальные метаультрабазиты – в поле пикритобазальтов и базальтов, амфиболиты – в основном в поле базальтов и частично андезибазальтов, а гнейсы – в поле андезитов, дацитов и риолитов.

На диаграмме AFM (Irvine and Baragar) фигуративные точки анализов гранатовых и полевошпатовых амфиболитов и гипербазитов располагаются в поле пород толеитовой серии, а гнейсов – в поле известково-щелочной серии (рис. 1). На диаграмме AFM [5] фигуративные точки анализов метаультрабазитов расположены в основном в поле пироксеновых и перидотитовых коматиитов и частично – базальтовых коматиитов, гранатовых и полевошпатовых амфиболитов – в поле высокожелезистых и высокомагнезиальных базальтов и частично – в поле андезибазальтов, а фигуративные точки анализов гнейсов – в поле андезитов, дацитов и риолитов (рис. 2).

Для определения геотектонических обстановок образования разнородных метатолеитовых базальтоидов использовалась диаграмма Пирса [7] (рис. 3).

Большинство фигуративных точек анализов этих пород (полевошпатовых, гранатовых и диопсидсодержащих амфиболитов) расположились в полях континентальных платобазальтов, и в меньшей мере – в поле океанических островных и океанических абиссальных базальтов (рис. 3), что не позволяет интерпретировать их однозначно. Возможной причиной такой ситуации может быть аллохимический метаморфизм.





Рис. 1. Положение фигуративных точек анализов пород Енского ЗКП на диаграмме AFM (Irvine and Baragar) Енского ЗКП на диаграмме Дженсена [5] 1 – гнейсы; 2 – гранатовые и диопсидсодержащие амфиболиты; 3 – полевошпатовые роговообманковые амиболиты; 4 – метаультрабазиты.

Рис. 3. Положение фигуративных точек анализов гранатовых (1) и полевошпатовых (2) амфиболитов Енского ЗКП. на диаграмме Пирса [7].



(2) амфиослитов Енского экгн. на диаграмме пиреа [7]. Поля геотектонических обстановок:

1 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные),

2-океанические абиссальные,

3 – океанические островные,

4 - континентальные (платобазальты),

5 – островные (из зон спрединга).

Таким образом, по соотношению ряда петрохимических параметров можно считать, что первичная природа выше рассмотренных петрографических и петрохимических разновидностей супракрустальных пород Ёнского ЗКП может быть следующая.

• Амфиболовые, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы Ёнского ЗКП по петрохимическому составу аналогичны андезитам, дацитам и риолитам субщелочной известково-щелочной серии.

• Преобладающая часть разнообразных амфиболитов, слагающих пластовые тела Ёнского ЗКП, соответствует базальтам толеитовых серий, сформированным, вероятнее всего, в условиях континентальных обстановок.

• Преобладающая часть ультрабазитов, находящихся в ассоциации с амфиболитами, являются метакоматиитами не только по общим петрохимическим характеристикам, но и по CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отношениям и содержанию TiO<sub>2</sub>.

#### Автор глубоко признателен А. В. Лосеву за помощь в обработке петрохимических данных

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) / гл. ред. Ф. П. Митрофанов. 1996.
 Пожиленко В. И. К проблеме эклогитов Ёнского сегмента Беломорского составного террейна (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой: материалы XLV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 163-167.

3. Пожиленко В. И. К проблеме метаморфизма гнейсов Ёнского сегмента Северо-Запада Беломорского подвижного пояса // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона: материалы Х Всерос. Ферсмановской науч. сессии (8-9 апреля 2013 г., Апатиты). Апатиты: КНЦ РАН, 2013. С. 92-96.

4. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2008. 296 с.

5. Jensen L. S. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous, 1976. 66 p.

6. Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // Journal of Petrology. 1986. V. 27. P. 745-750.

7. Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 36. P. 121-132.

8. Janousek V., Farrow C. M., Erban V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // Journal of Petrology. 2006. V. 47, № 6. P. 1255-1259.

*Пожиленко Владимир Иванович*, кандидат геолого-минераогических наук, старший научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН, г. Апатиты, Мурманская область

#### Природа малых тел палеопротерозойских мафит-ультрамафитов, развитых на юго-востоке Алдано-Станового щита

© <u>В. С. Приходько</u>, Л. Л. Петухова, В. А. Гурьянов Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия, vladimir@itig.as.khb.ru

Рассмотрена природа сульфидсодержащих малых интрузий мафит-ультрамафитов, развитых на юго-востоке Алдано-Станового щита. Петрохимические и минералого-геохимические исследования интрузий Треугольник и Икэн позволили выявить единый тренд дифференцированных серий пород от лерцолитов до габбро, подчеркивающий их петрогенетическую близость. Установлено, что изученные малые тела Треугольник и Икэн сформировались в разноглубинных магматических камерах в процессе котектической кристаллизации темноцветных минералов из различных по составу (пикритового и базальтоидного) расплавов.

Ключевые слова: мафиты, ультрамафиты, лерцолиты, габбро, пикриты, порода, сульфиды, минералы, расплав, интрузия.

### The Origin of Small-sized Paleoproterozoic Mafite-ultramafite Bodies Distributed in the Southeast of the Aldan-Stanovoy Shield

<u>V. S. Prikhod'ko</u>, L. L. Petukhova, V. A. Gur'yanov Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia, Vladimir@itig.as.khb.ru

The paper considers the origin of sulfide-bearing small mafite-ultramafite intrusions distributed in the southeast of the Aldan Shield. Petrochemical, mineralogical and geochemical investigations of the intrusions Triangle and Iken enabled us to reveal a single trend of differentiated rock series ranging from lherzoliths to gabbro that emphasizes their petrogenetic propinquity. It has been established that the investigated small intrusions Triangle and Iken originated in magma chambers that occur at different depths, during cotectic crystallization of dark-colored minerals from melts of different (picrite and basaltoid) composition.

Keywords: mafite, ultramafite, lherzoliths, gabbro, picrite, rock, sulfide, minerals, melt, intrusion.

Рассмотрена природа малых тел мафит-ультрамафитов (дайки и силлы), развитых на юго-востоке Алдано-Станового щита. Они играли важную роль при формировании сульфидного медноникелевого месторождения Кун-Манье, где выступали в качестве подводящих проводников сульфидоносных магматических расплавов. Петрохимические и минералого-геохимические исследования двух малых интрузий (Треугольник и Икэн) позволили выявить единый тренд дифференцированных серий пород от лерцолитов до габбро, подчеркивающий их петрогенетическую близость. Изученные малые интрузии Треугольник и Икэн сформировались в разноглубинных магматических камерах в процессе котектической кристаллизации темноцветных минералов из различных по составу расплавов. Интрузия Треугольник, сложенная лерцолитами и вебстеритами, образовалась в верхнемантийных условиях в процессе кристаллизации пикритового расплава. Исходной магмой для пород Икэнской интрузии послужила базальтоидная магма, оставшаяся после фракционирования кумулатов оливина, пироксенов, амфиболов из пикритового расплава при формировании лерцолитов и вебстеритов интрузии Треугольник. Спецификой пикритового расплава является его обогащенность флюидными компонентами, которая выражается в наличии в составе интрузий Треугольник и Икэн минеральных фаз, богатых гидроксилом – паргасита и флогопита, магматических по происхождению, что служит критерием высокой перспективности мафит-ультрамафитовых интрузий в отношении рудоносности (в данном случае – сульфидного Cu-Ni с платиноидами оруденения). Сульфидное медно-никелевое оруденение, связанное с интрузией Треугольник, имеет сингенетичный характер. Магма поступала в интрузивную камеру совместно с сульфидным расплавом. Интрузии Икэн свойственна эпигенетическая природа рудных тел.

В соответствии со способом внедрения и остывания магмы изученные малые интрузии можно разделить на две группы: тело Треугольник является закрытой системой; магма внедрялась в виде единого относительно быстрого акта и кристаллизовалась без потери какой-либо части. Интрузия Икэн – открытая система; магма внедрялась неоднократно, отдельные внедрения разделены интервалом времени, достаточным для значительного охлаждения и образования кумулатов; возможно периодическое просачивание всплывающей магмы. После своей кристаллизации магматические тела, вместе с вмещающими метаморфическими породами, были вовлечены в процессы тектонического течения, что способствовало их перемещению (расстояние между изученными интрузиями составляет порядка нескольких км), в том числе и на более высокие горизонты. Так, интрузия Треугольник, которая сформировалась вблизи границы верхней мантии, в настоящее время располагается на несколько сот метров выше гипабиссального магматического тела Икэн. Изученные силлы и дайкообразные тела, выступающие в качестве подводящих длительно функционирующих каналов рудонесущих расплавов, формировались на разных уровнях в верхней мантии и земной коре; какая-то часть из них в последствии могла быть перемещена и выведена на дневную поверхность, в связи с чем, учитывая также большое их количество, можно предположить высокую потенциальную рудоносность данной территории.

*Приходько Владимир Семенович*, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, ведущий научный сотрудник Института тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

### Определение и интерпретация гранулометрического состава хромититов Западного рудного тела Главного Сарановского месторождения (Пермский край, Россия)

© <u>А. Ю. Пузик</u>, Е. М. Томилина, С. А. Шарапов

Пермский государственный национальный исследовательский университет,

Пермь, Россия, Alex.Puzik@mail.ru

Размер зерен минералов в изверженных породах является ключевым структурным параметром, имеющим информацию об истории кристаллизации, скорости и времени роста кристаллов в магме. Результаты гранулометрического состава позволяют идентифицировать разные генетические популяции размера кристалла. Метод применим для поверхностных (вулканических) и замкнутых (плутонических) магматических систем.

Ключевые слова: Главное Сарановское месторождение, гранулометрический состав, хромшпинелид, западное рудное тело (ЗРТ), CSD Corrections, ImageJ.

## Determination and Interpretation of the Granulometric Composition of Chromitites of the Western Ore Body, the Main Saranovsky Deposit (Permskii Krai, Russia)

## <u>A. U. Puzik</u>, E. M. Tomilina, S. A. Sharapov

Perm State National Research University, Perm, Russia, Alex.Puzik@mail.ru

The grain size of minerals in igneous rocks is the key structural parameter having information about the history of crystallization, speed and time of crystal growth in magma. The results of granulometric composition make it possible to identify the different genetic populations of crystal size. The method is applicable for surface (volcanic) and closed (plutonic) magmatic systems.

Keywords: The General Saranovsky Deposit, particle size distribution, chromespinelide, Western ore body, CSD Corrections, ImageJ.

Главное Сарановское месторождение является природным феноменом в связи с большой мощностью рудных тел. Мощность Центрального рудного тела (ЦРТ) составляет 10-18 метров, Западное рудное тело (ЗРТ) от 2 до 7 метров и Восточное рудное тело (ВРТ) мощностью 2-4 метра. В работе приведены результаты гранулометрического анализа хромшпинелей Западного рудного тела, северного фланга Главного Сарановского месторождения.

Современные представления о геолого-структурном положении Главного Сарановского месторождения хромитов сложились в результате обобщения обширного фактического материала, полученного при проведении поисковых, разведочных, эксплуатационных и тематических работ в пределах всего Сарановского массива гипербазитов. Сарановский габбро-гипербазитовый массив образует два выхода на поверхность, которые названы Северным и Южным Сарановскиеми массивами. С этими массивами генетически связаны соответственно Главное Сарановское и Южно-Сарановское месторождения хромовых руд, которые вместе образуют Сарановское рудное поле. Северный и Южный Сарановские массивы связаны между собой узкой полосой гипербазитов, часто прерывающейся разрывами и дайками габбро-диабазов. Отдельные выходы гипербазитовых тел этой полосы, названной Промежуточным участком, также содержат хромовое оруденение. Массив имеет субмеридиональное простирание и субвертикальное падение [1, 2, 3].

Массив является гетерогенным образованием, сложенным двумя разновозрастными ассоциациями магматических пород: ранней габбро-гипербазитовой и поздней пикрит-долеритовой. Обе ассоциации относятся к сарановскому плутоническому габбро-анортозит-дунит-гарцбургитовому комплексу нижнего венда, который входит в состав гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации нижнего венда [4].

Образцы ЗРТ были отобраны авторами собственноручно с горизонта +100 метров Сарановской шахты «Рудная». Породы представлены массивными хромититами, в которых идиоморфные зерна хромшпинелида сцементированы хлоритом. Подход количественного анализа кристаллов магматических минералов по размеру применяется на данном месторождении впервые.

Метод введен в практику петрографических исследований главным образом в работах Б. Марша и М. Хиггинса [6]. Размер зерен минералов в магматических породах является ключевым структурным параметром, несущим информацию об истории кристаллизации, скорости и времени роста кристаллов в магме. При разработке методов количественного гранулометрического анализа, эти и другие петрологи использовали опыт, накопленный в металлургии и других отраслях материаловедения, а также в изучении осадочных обломочных горных пород. Результаты гранулометрического состава позволяют выявить различные генетические популяции кристаллов по размеру. Метод применим как для открытых (вулканических), так и для закрытых (плутонических) магматических систем.

Нами было измерено более 4500 зерен хромшпинелидов в хромититовом слое западного рудного тела. Исходным материалом для измерений послужили цифровые микрофотографии шлифов, сделанные в отраженном свете. Микрофотографии ретушировались вручную, с целью удаления дефектов поверхности шлифа и разделения соприкасающихся кристаллов хромшпинелидов. Затем обработанные фотографии переводились в формат бинарных черно-белых изображений, которые впоследствии обрабатывались с помощью программного обеспечения ImageJ. Этот пакет программ позволяет автоматически оконтуривать бинарные объекты, измерять линейные размеры, площади и другие структурные параметры для каждого отдельного кристалла. В свою очередь, гранулометрический анализ хромшпинелидов проводился с использованием программного обеспечения CSD Correction.

Методы, которые использует данная программа, описаны М. Хиггинсом [8]. Программное обеспечение CSD Correction позволяет перейти от распределения частиц в двумерном случайном срезе к распределению в трехмерном объеме, определить частоту распределения зерен хромшпинелида определенного интервала размеров в объеме породы и представить результаты в виде гистограммы или кривой распределения. Результаты CSD Correction обычно имеют логнормальное распределение, следовательно, на графике используется логарифмический масштаб интервалов измерений. Точность и детальность анализа зависит, прежде всего, от общего количества измеренных кристаллов [7].



Рис. 1. Кривая распределения зерен хромшпинелида по крупности

В ходе исследования была получена кривая распределения кристаллов хромшпинелида для ЗРТ. Кривая имеет максимум в районе от 0,127 до 0,319 мм, но по мере увеличения кристаллов хромшпинелида кривая сглаживается, и приближается к прямой линии (рис. 1). Кристаллы, которые зародились раньше, дорастают до более крупных раз-

меров со скоростью роста, близкой к постоянной, о чем и свидетельствует линейная правая часть графика. В целом кривая близка к форме типичного логарифмического распределения с дефицитом самых мелких кристаллов. Такой тип распределения характерен для кристаллизации в закрытой системе, где по истечении времени зарождается все меньше и меньше новых кристаллов, вероятно вследствие ограниченности и уменьшения объема остаточного межзернового пространства.

Главный вывод состоит в том, что процессы перекристаллизации и укрупнения зерен хромшпинелида уже после возможного их осаждения полностью стерли следы процессов, проходивших на более ранних стадиях кристаллизации породы.

Данное исследование, является первым этапом в понимании процессов кристаллизации, перекристаллизации и гравитационной сортировки зерен хромшпинелидов при осаждении их из магмы. Для получения более полной картины потребуется провести исследования, как минимум, еще двух рудных тел ЦРТ и ВРТ, а также непродуктивных хромититовых пластов, которых насчитывается около 30 [5].

1. Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса (западный склон Урала) / Ю. А. Волченко, Я. Ш. Брянский, Н. Г. Вилесов // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах: Труды УНЦ АН СССР, вып. 151. Свердловск: 1979. С. 70-81.

2. Зуев В. А., Дорофеев А. В. Отчет о поисково-оценочных работах на северном фланге Главного Сарановского месторождения хромитов в Горнозаводском районе Пермской области за 1985-1987 гг. Пермь, 1987.

3. Зуев В. А. Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Главном Сарановском месторождении хромитов в 1979-1992 гг. Сараны, 1994.

4. Ибламинов Р. Г., Лебедев Г. В. Проблемы выделения магматических формаций западного склона Северного и Среднего Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Перм. ун-т, 2000. С. 20-23.

5. Иванов О. К. Сарановский магматический комплекс на западном склоне Урала: автореф. дис. ... канд. геол-минерал. наук. Свердловск, 1971. 31 с.

6. Marsh B. D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 99. P. 277-291.

 Измерение и интерпретация гранулометрического состава хромитов верхней и средней группы, комплекс Бушвельд, ЮАР / Е. М. Томилина, А. П. Седунова, И. В. Векслер // Уральская минералогическая школа – 2016. Екатеринбург. С. 116-119.

8. Higgins M. D. Measurement of crystal size distributions // American Mineralogist. 2002. V. 85. P. 1105-1116.

Пузик Алексей Юрьевич, аспирант ПГНИУ, Пермь

#### Морфология, строение и состав сульфидных капель в оливиновых габброноритах Йоко-Довыренского массива

© <u>И. В. Пшеницын<sup>1</sup></u>, А. А. Арискин<sup>1, 2</sup>, Г. С. Николаев<sup>2</sup>, Д. В. Корост<sup>1</sup>, В.О. Япаскурт<sup>1</sup>, А. Н. Хомяк<sup>1</sup>, К. М. Рязанцев<sup>2</sup> <sup>1</sup>МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, lotecsi@gmail.com <sup>2</sup> ГЕОХИ РАН, Москва, Россия

Представлены первые результаты детальных исследований сульфидных капель в продуктах кристаллизации довыренской магмы. Результаты компьютерной томографии высокого разрешения и исследований на сканирующем электронном микроскопе показали, что некоторые капли имеют неоднородное строение, включая главное сферическое тело (в среднем MSS), и окружающее его гало из мелких вкрапленных сульфидов, близких ISS. Это может служить генетическим признаком отделения богатой медью сульфидной жидкости от MSS-подобного исходного сульфидного материала. Обсуждается определенная аналогия между богатым ISS составом гало и крайне обогащенными медью сульфидами из главного МПГ-рифа Йоко-Довыренского массива.

Ключевые слова: Йоко-Довыренский интрузив, сульфидные капли, габбронорит, рентгеновская компьютерная томография, ISS, MSS

#### The Morphology, Structure and Composition of Sulfide Droplets in Olivine Gabbronorites from the Yoko-Dovyren Layered Massif

<u>I. V. Pshenitsyn</u><sup>1</sup>, A. A. Ariskin<sup>1, 2</sup>, G. S. Nikolaev<sup>2</sup>, D. V. Korost<sup>1</sup>, V. O. Yapaskurt<sup>1</sup>, A. N. Khomyak<sup>1</sup>, K. M. Ryazantsev<sup>2</sup> <sup>1</sup>Moscow State University, Moscow, Russia, lotecsi@gmail.com <sup>2</sup> Vernadsky Institute, Moscow, Russia

First results of a detailed examination of sulfide droplets in crystallization products of the Dovyren magmas are presented. Based on a high-resolution 3D X-ray computed tomography and SEM-studies it is shown that some of the droplets have a heterogeneous structure, including MSS-like main spheroidal body surrounded by a halo of ISS-like disseminated sulfides. This is considered as a genetic record of a phase separation of the Cu-rich sulfide liquids from the proto-MSS sulfide precursor. A certain analogy between the ISS-rich compositions of the sulfide halo and extremely Cu-rich sulfides from the Main PGE-reef of the Yoko-Dovyren massif are discussed.

Keywords: Yoko-Dovyren intrusion, sulfide droplets, gabbronorite, 3D X-ray computed tomography, ISS, MSS

Введение. В Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве (Сев. Прибайкалье, Россия) представлено широкое разнообразие сульфидных руд и в разной степени минерализованных ультрамафитов и габброидов [1-5]. Вкрапленные и сидеронитовые сульфидные медно-никелевые руды Байкальского месторождения приурочены к подошве массива и связаны с силлообразными телами – апофизами из нижней части магматической камеры [2]. "Силлы" сложены оливиновыми габброноритами, представляющими продукты кристаллизации довыренских магм – более фракционированными относительно закалочных и придонных пород массива. В этих габброноритах выявлены образцы, содержащие многочисленные сульфидные капли размером от нескольких мм до ~1 см. Это подтверждает первично-магматическую природу сульфидных фаз в породах Довыренского интрузивного комплекса и важную роль сульфидной ликвации в инициировании рудообразующих процессов.

Методы исследований. При изучении этих капель было использовано три подхода. Закономерности распределения капель в объеме пород установлены при помощи методов рентгеновской компьютерной томографии (далее КТ), см детали в работе [3]. При петрографических исследованиях в отраженном и проходящем свете (включая получение панорамных изображений) использовался микроскоп Zeiss Axioskop 40 Pol. Определение состава сульфидных фаз проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV. Для оценки средневзвешенного состава сульфидных капель использовались методы элементного картирования и средства Adobe Photoshop 5.1.

**Результаты компьютерной томографии.** Предварительное изучение образца методом КТ при разрешении 100-200 мкм позволило выявить достаточно крупные каплеобразные образования размером от нескольких мм до 0.7 см (рис. 1). Было установлено, что эти капли изолированы друг от друга и каждую можно рассматривать как закрытую систему. Опираясь на данные КТ, наиболее крупная капля в одном из образцов была полностью выбурена для дальнейшего изучения. Исследования этой капли методом КТ с высоким разрешением около 3 мкм позволили выявить её сложное гетерогенное строение. Отчетливо выделяется основной приплюснутый "сфероид", осложненный множеством микроапофиз, и окружающее его кольцеобразное гало мелкой сульфидной вкрапленности. В пределах сульфидного гало установлена еще одна капля диаметром около 3 мм.



Рис. 1. Первичные результаты КТ-просвечивания образца – "капельника" в трех разных проекциях

Для петролого-минералогического изучения данное сульфидное обособление было распилено на 11 тонких пластин (толщиной ~0.7 мм), из которых были изготовлены шлифы и аншлифы. Микроскопические исследования позволили установить, что в основной капле и гало первичные структуры распада сульфидных твердых растворов преобразованы процессами длительного отжига: пентландит сконцентрирован в крупных гомогенных зернах; редко встречаются первичные реликтовые ламелли. Халькопирит и пирротин претерпели субсолидусные преобразования: первый перекристаллизован в "тельца" неправильной формы с полиморфными переходами из высокого кубического в низкий тетрагональный; в пирротине наблюдаются двойники полиморфных переходов, а также низкотемпературный распад на троилит и железистый пирротин.

Таблица 1

Средний состав сульфидов в малой капле по результатам элементного картирования (масс.%)

Сульфид	S	Fe	Co	Ni	Cu
Po/Tr	37.62	62.13	0.00	0.25	0.00
Сру	34.92	30.76	0.00	0.00	34.32
Pn	33.22	32.93	1.56	32.28	0.00

Средневзвешенный состав сульфидных капель оценивался на основании данных о среднем химическом составе сульфидных фаз (пирротин/троилит, халькопирит, пентландит) и относительных пропорциях этих минералов. Первая задача решалась с использованием метода элементного картирования (Cu, Fe, Ni, Co, S) представительного среза менее крупной капли (табл. 1). Вторая – путем обработки панорамных изображений основной капли в отраженном цвете при помощи программы Adobe Photoshop. Для этого использовались все 11 срезов, для которых рассчитаны относительные площади главных сульфидных фаз. Большое количество изученных сечений позволило получить надежную оценку состава всей капли, который аппроксимирует первичный сульфидный расплав.

Достоверность такого рода оценок подтверждается сравнением с результатами детального элементного картирования одного из срезов (отклонение не более 1 масс.% в пересчете на конкретный металл). При этом установлены важные отличия состава основной капли и окружающего гало, которое систематически (по всем срезам) оказалось более медистое и менее никелистое (рис. 2)



Рис. 2. Минеральный состав всего каплеобразного образования (*A*), основной капли (*B*) и окружающего сульфидного гало (*C*)

Обсуждение. Полученные данные позволяют предполагать, что неоднородное распределение сульфидного вещества в каплеобразном образовании представляет минералого-химическую запись кристаллизационной эволюции сульфидных MSS- и ISS-расплавов.

1. Композиционные характеристики показывают, что капля сложена преимущественно железоникелевым твердым раствором (MSS), и в меньшей степени богатым медью ISS, в то время как окружающее гало было сформировано за счет позднего относительно медистого сульфидного расплава. Более четкого разделения капли на MSS и ISS составляющие дать трудно, т.к. в процессе длительного отжига первичные структуры распада твердых растворов были сильно перекристаллизованы. Можно также отметить, что продукты кристаллизации ISS вероятно приурочены к верхам капли, где скапливались халькопирит и пентландит, а ламели пентландита и небольшие тельца халькопирита, включенные в основную массу пирротина, являются продуктом кристаллизации MSS.

2. Данные структурных наблюдений и стереологические КТ-модели свидетельствуют, что основной объем капли и окружающее гало являются генетически связанными сульфидными образованиями. При этом вероятная миграция более позднего медистого расплава из протокапли в существенно раскристаллизованную матрицу оливиновых габброноритов носила локальный характер в масштабе нескольких мм.

3. Первичные ламели и крупные зерна перекристаллизованного пентландита имеют незначительные, но систематические различия по содержанию кобальта: 0.2-0.9 и 1.3-2.5% соответственно. Это подчеркивает более позднюю природу переотложенного пентландита.

4. На диаграмме для главных сульфидных компонентов (рис. 3) проводится сопоставление средневзвешенных составов капли и гало со средними составами сульфидов из зоны закалки, сульфидсодержащих плагиодунитов, ЭПГ-минерализованных троктолитов и главного платинометального рифа [1, 5]. "Средний сульфид" каплеобразного образования (основная капля + гало) близок к валовому составу сульфида из зоны закалки Йоко-Довыренского массива, тогда как фигуративная точка его производной (гало) смещена в область более медистых сульфидов. Интересно, что этот тренд продолжают высокомедистые ЭПГ-минерализованные троктолиты и анортозиты массива. Это может указывать на определенные аналогии в условиях образования и миграции ISS-расплавов, ответственных за формирование платинометальных горизонтов в троктолитах и габброидной части Йоко-Довыренского массива.



Рис. 3. Средние составы сульфидов в главных типах минерализованных пород из различных частей разреза Йоко-Довыренского массива [1, 5] в сравнении с составами сульфидной капли и окружающего сульфидного гало

**Выводы.** Впервые проведено комплексное изучение сульфидных капель, образованных в результате сульфидно-силикатной несмесимости и длительной истории их эволюции (фазовый распад, отжиг и перекристаллизация) в продуках кристаллизации Довыренской магмы. Установлены минералогические и химические различия главного объема капель и окружающего более медистого сульфидного гало. Представлены аналогии условий образования медистых дериватов сульфидных ликвантов на локальном уровне (в капельниках) и в ЭПГ-минерализованных породах массива.

#### Работа поддержана грантом Российского научного фонда № 16-17-10129

1. Новый тип малосульфидной ЭПГ-минерализации в примитивных троктолитах Йоко-Довыренского расслоенного массива / А. А. Арискин [и др.] // Петрография магматических и метаморфмческих горных пород: материалы XII Всерос. петрографического совещания (15-20 сентября, 2015 г.). Петрозаводск, 2015. С. 289-291.

2. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

3. Компьютерная томография как инструмент исследований платинометальных анортозитов Йоко-Довыренского расслоенного массива / Д. В. Корост [и др.] // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. 2017. С. 162-165.

4. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы / Н. Д. Толстых, Д. А. Орсоев, А. П. Кривенко, А. Э. Изох. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

5. Ariskin A. A., Kislov E. V., Danyushevsky L. V. et al. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunite based on quantitative sulfide mineralogy // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. P. 993-1011.

Пшеницын Иван Владимирович, магистрант МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

#### Геохимические особенности и первые данные изучения флюидных включений в апогипербазитовых метасоматитах Саяно-Байкальской складчатой области

© М. В. Рампилова, <u>М. О. Рампилов</u>, Г. С. Рипп, Б. Б. Дамдинов, Л. Б. Дамдинова Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, mburtseva@mail.ru

В работе приведены данные по геохимическим особенностям серпентинитов, нефритов и лиственитов, образовавшихся по ультрабазитовым породам Оспинско-Китойского, Парамского и Усть-Келянского массивов. Серпентиниты наследуют изотопный состав кислорода из ультрабазитов, свидетельствующий о ювенильном происхождении флюидов. Флюидная фаза нефритов была мобилизована из серпентинитов с добавлением некоторой части корового компонента, а в формировании лиственитов участвовал метаморфогенный источник.

Ключевые слова: серпентиниты, нефриты, листвениты, изотопия.

#### Geochemical Features and the First Data of Fluid Inclusions of Apoultramafic Rocks in the Sayan-Baikal Fold Belt

M. V. Rampilova, <u>M. O. Rampilov</u>, G. S. Ripp, B. B. Damdinov, L. B. Damdinova Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, mburtseva@mail.ru

The abstract presents the geochemical data of serpentinites, nephrites and listvenites formed by ultrabasic rocks of the Ospa-Kitoi, Parama and Ust'-Kelyana intrusions.  $\delta^{18}$ O values in serpentinites are inherited from ultramafic rocks and indicate juvenile source of fluids. The fluid phase of nephrites was mobilized from serpentinite with the addition of crustal component, and fluids of metamorphic source participated during formation of listvenites.

Keyword: serpentinites, nephrites, listvenites, isotopy

Проблемам образования офиолитов и продуктов их последующего изменения посвящено большое количество работ. При этом основное внимание было сосредоточено на изучении петрографических, минералогических и геохимических особенностей составных частей разреза офиолитовых комплексов – гипербазитов, габброидов, вулканогенно-осадочных пород. В меньшей степени изучены мета-морфические и метасоматические породы, включающие жадеиты, нефриты, серпентиниты, листвениты, родингиты. Последние нередко играют важную роль в решении вопросов, касающихся трансформации базит-ультрабазитовых комплексов. Такие постмагматические изменения широко проявлены в базит-гипербазитовых массивах Саяно-Байкальской складчатой области. Их описание дано в работах [4, 5, 7], в которых показано, что образование метасоматитов происходило по серпентинитам. При этом в одних случаях формировался нефрит, в других – лиственит. Важной проблемой при этом является оценка источников вещества и флюидов. При решении этой задачи обычно используется изучение стабильных и учение стабильных и радиогенных изотопов.

Проведенное нами изучение метасоматических пород на Оспинско-Китойском, Парамском и Усть-Келянском массивах ультраосновных пород позволило оценить источники их вещества и флюидов.

Оспинско-Китойский массив находится в Восточном Саяне, образует линзообразное тело и является одним из участков покрова Восточно-Саянского офиолитового пояса [5, 6]. Массив представляет собой серию тектонических пластин. В основании их расположена зона серпентинитового меланжа, которая вверх по разрезу сменяется массивными серпентинитами и затем слабоизмененными ультраосновными породами [4]. Массив сложен дунитами, гарцбургитами (до 30% площади), серпентинитами, тальк-карбонатными породами и лиственитами. В контакте с вмещающими породами и карбонатизированными серпентинитами вдоль тектонических зон распространены тальк-карбонатные породы и листвениты. В массиве установлено более 20 нефритовых жил.

Парамский массив имеет форму линзы длиной 20 и шириной 4,5 км. Тектоническими нарушениями массив разбит на несколько блоков. Центральная часть массива сложена дунитами и гарцбургитами, образующими полосчатый комплекс. По направлению к эндоконтакту возрастает роль серпентинитов, среди которых обнаружены тальк-карбонатные породы и листвениты. Нефритоносная зона располагается вдоль контакта плагиоклаз-амфиболовых метагаббро и сланцев келянской толщи с серпентинитами [3, 7].

Усть-Келянский массив расположен к югу от Северо-Муйской глыбы и прослежен почти на 10 км при ширине до 2 км. Массив дезинтегрирован на блоки, сложенные лизардитовыми и хризотиллизардитовыми серпентинитами с небольшими ядрами серпентинизированных гарцбургитов [2]. На контакте их с плагиогранитами картируется зона серпентинитового меланжа, переходящего в листвениты.

## Таблица 1

Химический состав пород Оспинского, Парамского и Усть-Келянского массивов, мас.%

N⁰	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.П.П.	сумма	CO <sub>2</sub>
	Оспинско-Китойский массив														
1	Ок14/10*	40,54	0,02	0,29	1,22	6,01	0,10	47,16	0,22	0,07	0,01	0,05	3,36	99,05	н/о
2	Ок2/8*	41,50	0,03	0,42	0,21	6,90	0,10	47,84	0,18	-	0,01	0,04	1,76	98,99	н/о
3	Ок17/6*	43,08	0,01	0,52	1,02	6,63	0,11	45,53	0,50	-	-	0,04	1,63	99,07	н/о
4	Oc-354-c	32,60	<0,02	0,10	0,70	5,14	0,11	38,40	0,06	0,02	<0,01	0,11	22,13	99,37	4,62
5	Ок-130	35,80	<0,02	0,20	6,52	1,76	0,10	40,16	0,33	0,05	<0,01	<0,10	14,48	99,40	1,54
6	Ок-132	40,00	<0,2	1,10	3,04	2,57	0,12	40,30	0,24	0,06	<0,01	<0,03	12,39	99,82	0,22
7	2682	55,80	<0,2	0,90	0,26	3,66	0,12	22,23	12,66	0,05	0,05	<0,03	3,37	99,10	0,44
8	Oc-354	22,60	<0,02	<0,10	<0,10	5,03	0,10	33,50	0,27	0,09	<0,01	<0,10	38,57	100,16	22,22
9	Ок 45	32,00	<0,02	0,10	0,09	3,08	0,13	18,60	14,66	<0,01	<0,01	<0,10	30,66	99,32	24,20
10	Ок-46	26,10	<0,02	<0,10	0,03	2,65	0,19	12,76	23,86	<0,01	0,01	<0,10	33,69	99,29	33,22
11	Ок-97	47,20	<0,02	<0,10	<0,10	4,20	0,09	21,26	1,96	0,02	<0,01	0,11	24,35	99,19	8,36
12	Oc-351	34,70	<0,02	0,20	<0,10	2,10	0,05	37,78	0,12	<0,01	<0,01	<0,10	24,92	99,87	2,86
							Парамск	ий массив							
13	Нк-4	40,50	<0,02	0,30	2,06	2,88	0,07	40,30	<0,10	<0,01	<0,01	0,12	13,50	99,73	0,66
14	911	46,60	<0,2	6,50	1,93	6,63	0,14	22,47	9,55	0,05	0,05	<0,03	5,64	99,56	1,10
15	Нк-22	25,80	<0,02	0,20	0,95	4,40	0,08	31,60	0,48	<0,01	0,04	<0,10	36,29	99,84	15,84
16	Нк-27	32,00	<0,02	0,50	1,51	4,35	0,17	40,35	<0,10	0,02	<0,01	<0,10	21,32	100,22	4,62
Усть-Келянский массив															
17	Кел-4	42,40	<0,02	0,60	1,52	0,89	0,15	36,90	4,69	0,02	<0,01	0,15	12,32	99,64	0,44
18	Кел-8	39,70	<0,20	0,80	2,64	1,13	0,12	40,52	0,04	0,01	<0,01	0,13	14,71	99,80	0,44
19	Кел-16	26,00	<0,20	0,60	0,72	3,31	0,12	34,60	0,33	0,10	<0,01	0,10	33,87	99,75	9,68

Примечание. 1-3 – гарцбургит, 4-6, 13, 17, 18 – серпентинит; 7, 14 – нефрит, 8-11, 15, 16, 19 – лиственит, 12 – тальк-карбонатная порода. Н/о – элемент не определялся, – элемент не обнаружен. Пробы\* – [1].

**Нефриты** Оспинского и Парамского массивов сложены тремолитом, содержащим до 5 % FeO. Акцессорные минералы в них представлены хромитом, магнетитом.

Серпентиниты всех трех изученных массивов имеют разный состав, даже в пределах одного участка встречаются как антигоритовые, так и лизардитовые с хризотиловыми. В них присутствуют включения хромита и магнетита.

**Листвениты** сложены кварцем и карбонатами с подчиненным количеством талька. Карбонат в основном представлен магнезитом, реже доломитом.

Составы серпентинитов и гарцбургитов Оспинского массива близки и отличаются в основном содержаниями воды (табл. 1).

В нефритах Оспинского и Парамского массивов относительно первичных пород уменьшилось содержание Mg, Fe и увеличилось SiO<sub>2</sub> и CaO (табл. 1). В лиственитах количества петрогенных элементов сильно варьируют (табл. 1).

В серпентинитах всех изученных нами апогипербазитовых проявлений изотопный состав кислорода (табл. 2) близок к составам ультраосновных пород. В нефритах в сравнении с серпентинитами кислород несколько больше обогащен тяжелым изотопом, а в лиственитах величина  $\delta^{18}$ О, варьирующая в пределах от 8,12 до 17,46‰ (табл. 2), указывает на участие корового вещества.

Значения δD (табл. 2) также, как в случае с кислородом, концентрируются в контурах ювенильного источника флюидов. Частично они перекрываются с величинами, характерными для вод метаморфического происхождения. В связи с этим логичным представляется вариант мобилизации флюида из серпентинитов. В пользу этого предположения, кроме близких изотопных характеристик, свидетельствует замещение серпентина тремолитом, хотя и остается пока невыясненным источник кальция.

Изученные образцы серпентинитов и лиственитов показывают низкие концентрации Sm и Nd (0,007-0,043 ppm Sm, 0,046-0,230 ppm Nd). Измеренные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd равны 0,512526-0,512879 в серпентинитах, в то время как в лиственитах 0,512261-0,513113.

Первичные флюидные включения (ФВ) изучены в кварце и магнезите из лиственитов Оспинско-Китойского массива и в кварце из лиственитов Парамского участка. Включения, как правило, являются одиночными, двухфазовыми размером 4-8 мкм, единичные до 10-15 мкм. При нагревании включения из кварца Оспинско-Китойского массива гомогенизируются в интервале 184-290°С, в магнезите гомогенизация происходит при 122-182°С. Температуры эвтектики удалось определить только в ФВ из магнезита, они варьируют от -20 до -21.4, что более всего соответствует системам NaCl-H<sub>2</sub>O и/или NaCl-Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O, температуры плавления льда меняются от -5.4 до -1.7°С, соответственно, соленость растворов от 8.4 до 2.9 (экв. NaCl).

Таблица 2

№	Порода	Проба	Минерал	$\delta^{18}O\%$ SMOW	$\delta^{18}O$ % SMOW <sub>fluid</sub>	δ D‰ SMOW	
1		Oc-354-c	Серпентин	7,35	7,05	-85,00	
2		Oc-132	Серпентин	4,67	4,37	-80,50	
3		Нк-4-с	Серпентин	7,05	6,75	-73,50	
4	Серпентинит	Нк-27-с	Серпентин	6,91	6,61		
5		Кел-8-с	Серпентин	6,26	5,96	-151,90	
6		Кел-4-с	Серпентин	5,34	5,04		
7		Oc-348	Серпентин			-167,20	
8		Пар	Тремолит	9,54	9,54		
9	Hadmir	Пар	Тремолит	9,46	9,46		
10	нефрит	Пар	Тремолит	6,13	6,13	-47,70	
11		Oc	Тремолит	8,43	8,43		
12	Тремолитит*	31	Тремолит			-104,5	
13		Сс-31-к	Кварц	17,46	10,46		
14		Ок-46-к	Кварц	15,5	8,5		
15		Ок-97-к	Кварц	15,46	8,46		
16	Лиственит	Ок-45-к	Кварц	14,97	7,97		
17	]	Ос-354-к	Кварц	12,82	5,82		
18	]	Ок-45-т	Тальк	12,65	10,05		
19	]	Oc-351	Тапьк	8.12	5 52	-92.10	

Изотопный состав кислорода и водорода в апогипербазитовых метасоматитах

Примечание: 1, 2, 7, 11-19 – Оспинский; 3, 4, 8-10 – Парамский; 5, 6 – Келянский массивы. Расчет кислорода во флюиде проведен для температуры 300°С по [9]

На Парамском массиве при нагревании первичных включений в кварце гомогенизация происходила в интервале 130-170°С.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: серпентиниты наследуют изотопный состав кислорода из ультрабазитов и свидетельствуют о ювенильном происхождении флюидов. Флюидная фаза нефритов была мобилизована из серпентинитов с добавлением некоторой части корового компонента, а в формировании лиственитов участвовали флюиды метаморфогенного источника. На Оспинском массиве кварц отлагался при температурах 184-290°С, магнезит при 122-182°С, на Парамском массиве отложение кварца происходило при 130-170°С. Растворы, сформировавшие листвениты Оспинско-Китойского массива, были слабосолеными (2.9-8.4 мас.%), основные солевые компоненты растворов были представлены NaCl и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.

#### Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 16-35-00040-мол\_а и 15-06-06133-А

1. Анциферова Т. Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива (Восточный Саян): дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2006.

2. Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

3. Гурулев С.А., Шагжиев К.Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 234-244.

4. Дамдинов Б. Б. Листвениты Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (Восточный Саян): вещественный состав и благороднометальная минерализация // Металлогения древних и современных океанов – 2011. Рудоносность осадочновулканогенных и гипербазитовых комплексов: материалы XVII науч. молодежной школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 89-92.

5. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна / Н. Л. Добрецов, Э. Г. Конников, В. Н. Медведев, Е. В. Скляров // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.

6. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

7. Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С. Нефриты. Новосибирск: Наука, 1984. 150 с.

8. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 228.

9. Zheng Y.-F. On calculations of oxygen isotope fractionation in minerals // Episodes. 1999. V. 22, № 2. P. 99-106.

*Рампилова Мария Владимировна*, кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник Геологического института СО РАН, Улан-Удэ

#### О природе габбро-сиенит-гранитной серии пород на площади Ошурковского базитового массива (Западное Забайкалье)

© <u>Г. С. Рипп,</u> И. А. Избродин, М. О. Рампилов, Е. И. Ласточкин Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ripp@gin.bscnet.ru

На площади Ошурковского щелочно-габброидного плутона в ближайшем его окружении распространены массивы и дайковые тела сиенитов и гранитов. Данные геохронологических исследований (более 20 определений) свидетельствуют о формировании их в близком возрастном интервале. Результаты изотопно-геохимического изучения показали на различные источники вещества этих пород и отсутствие дочерне-родительских связей между ними. Причиной появления пространственно совмещенных и близких по времени пород различных формационных типов явилось плавление пород субстрата под влиянием базитового расплава. На это указывает мощная гравитационная аномалия, свидетельствующая о присутствии больших масс тяжелых (базитовых) пород.

Ключевые слова: щелочные габброиды, возраст, изотопный состав, источники вещества, флюиды

# Formation of Gabbro-syenite-granite Series in the Area of the Oshurkovo Massif (Western Transbaikalia)

<u>G. S. Ripp</u>, I. A. Izbrodin, M. O. Rampilov, E. I. Lastochkin Geological institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

There are some bodies and dykes of syenite and granite in the area of the Oshurkovo pluton. The geochronological data (more than 20) show their close age. The isotopic and geochemical data indicate different sources and absence of relation between them. The rocks which are spatially aligned and have close age are formed by substrate melting under influence of mafic melt. This is distinguished by a gravity anomaly, showing big amount of heavy (mafic) rocks.

Keywords: Alkaline gabbroids, age, isotopic composition, sources of matter, fluids

Ошурковский базитовый плутон известен в первую очередь как относительно крупное неординарное по происхождению месторождение апатита. Это пока единственный габброидный массив в Западном Забайкалье, связанный с позднемезозойским рифтогенезом, все остальные проявления базитов этого этапа представлены полями вулканитов и дайками. На площади массива и в ближайшем его окружении распространены граниты, сиениты, карбонатиты, а в породах массива фиксируются интенсивно проявившиеся процессы фракционной кристаллизации, продукты многостадийного внедрения.

Проведенными геохронологическими исследованиями [1] установлено, что в интервале от 132 до 112 млн лет сформировались породы щелочно-габброидной ассоциации (126-117 млн лет), два этапа гранитов (120-132 млн лет и 114-115 млн лет), сиениты (123-130 млн лет) и гранитные пегматиты (120-112 млн лет) (рис. 1).



Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения площади Ошурковского месторождения (по результатам государственной геологической съемки масштаба 1:50 000, с добавлениями авторов): 1 – современные рыхлые отложения; 2 – биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, гнейсовидные граниты; 3 – лейкократовые граниты; 4 – щелочнополевошпатовые сиениты, сиениты биотитовые; 5 – габброиды Ошурковского плутона; 6 – точки отбора проб на геохронологические исследования и значения возрастов (возраст млн лет) Породы основного состава, согласно петрографического кодекса, классифицируются как щелочные базиты. В массиве кроме габбро, монцогаббро, шонкинита, присутствуют дайки лампрофиров. Процессы фракционной кристаллизации в них сопровождались образованием участков, обогащенных меланократовыми минералами, появлением биотит-амфиболовых сиенитов, габбро-пегматитов. К ранним фазам относятся габбро и монцогаббро. Монцогаббро, слагающее большую часть плутона состоит из варьирующих количеств плагиоклаза (An<sub>16-32</sub>), амфибола, биотита, клинопироксена, апатита, калиевого и калинатрового полевых шпатов. При повышении содержаний полевых шпатов состав пород приближается к лейкогаббро и сиенитам.

Лампрофиры относятся к числу наиболее поздних пород базитового комплекса. По минеральному и химическому составам они соответствуют спессартитам м керсантитам. Породы сложены плагиоклазом (An<sub>18-28</sub>), калинатровым полевым шпатом, гастингситом, апатитом, биотитом, в небольших количествах присутствует клинопироксен. Их появление после сиенитов не согласуется с вариантом фракционной кристаллизации расплава, а химические составы лежат в основном вне поля плутонических базитов. Кроме того, в изотопном составе кислорода отмечается инверсия относительно эволюционного тренда пород базитовой серии, выраженная резким обогащением легким кислородом и близостью к составам наименее дифференцированной начальной фазы кристаллизации. Это может служить свидетельством выделения пород из автономного очага.

Сиениты представлены биотит-амфиболовыми, щелочно-полевошпатовыми и биотитовыми типами. Биотит-амфиболовые сиениты имеют постепенные переходы к габбро-сиенитам. Щелочнополевошпатовые сиениты расположены за пределами базитового плутона, состоят из калишпата, содержат рассеянную вкрапленность низкоглиноземистой актинолитовой роговой обманки, биотита и небольшого количества кварца. Поле распространения биотитового сиенита также расположено за пределами базитового массива. Оно сложено калиевым полевым шпатом и подчиненными количествами альбита, биотита, апатита.

Кислые магматиты слагают штоки лейкогранитов, обрамляющих массив габброидов. По геохронологических данным, некоторые массивы имеют существенно молодой возраст (114-120 млн лет).

На позднем этапе сформировалась серия даек аплитовидных гранитов и гранитных пегматитов, рассекающих габброидный массив. Первые имеют возраст 115 млн лет, возраст вторых варьирует от 120 до 112 млн лет. Они встречены как в контурах габброидного массива, так и за его пределами. Аплиты сложены биотитсодержащим мелкозернистым кварц-альбит-калишпатовым агрегатом. Химический состав их мало отличается от плутонических гранитов. Гранитные пегматиты представлены плитообразными телами мощностью до 4-5 метров и протяженностью до сотен метров. В них развиты графическая, субграфическая структуры, а в центральной части присутствуют зоны блокового строения и кварцевое ядро.

Щелочно-полевошпатовые сиениты по геохимическим и, в том числе, изотопным данным не могут быть отнесены к продуктам фракционной кристаллизации базитового расплава. Отношения Na/K, Ba/Sr в них локализованы в автономных полях, расположенных за пределами значений, характерных для базитов. Составы Sr<sub>i</sub>, величины єNd и Th<sup>232</sup>/U<sup>238</sup> – Pb<sup>206</sup> дистанцированы как от базитов так и гранитов. Их изотопно-кислородные характеристики не вписываются и в тренд эволюции состава базитовых пород. Все это указывает на различие источников базитов и щелочно-полевошпатовых сиенитов.

Результаты изотопно-геохимических исследований (первичные стронциевые отношения, величины єNd, изотопные составы кислорода, водорода, составы редкоземельных элементов) свидетельствуют о различии источников вещества базитовых, щелочно-сиенитовых пород и гранитов и потому они не могут представлять продукты дифференциации единого магматического очага.

Постепенный переход биотит-амфиболовых сиенитов к лейкогаббро указывает на связь этих пород. Об этом же свидетельствуют и единые с габброидами эволюционные тренды элементов на петрохимических диаграммах, изотопного состава кислорода, приуроченность отношений Sr<sub>i</sub>- $\epsilon$ Nd – к общему полю. Эти сиениты наследовали такие типоморфные для базитов элементы как хром, никель, кобальт, а полевые шпаты в них, как и в габброидах, обогащены стронцием и барием.

Близкое по времени образование контрастных по составу магматических пород может быть следствием нескольких процессов [2]. Наиболее распространены случаи образования гранитного расплава в результате теплового воздействия базитовых плутонов, обусловивших анатектическое плавление субстрата. Изотопно-геохимические данные свидетельствуют об отсутствии между ними дочерне – родительских отношений подобных фракционной кристаллизации. Поля значений на графиках Sr-Nd и Sr<sub>i</sub>-1000/Sr этих пород дистанцированы друг от друга, а тренды эволюции у лейкогранитов, аплитов и гранитных пегматитов берут свое начало от гнейсов и кристаллических сланцев. Близки у них и величины отношений Th<sup>232</sup>/U<sup>238</sup> – Pb<sup>206</sup>, характеризующихся гетерогенностью и более высоким содержанием тория, преобладающего над ураном.

Доказательством предлагаемой модели, кроме пространственной сопряженности, служит близкий возраст габброидов и кислых пород и расположение в контурах единой гравитационной аномалии (рис. 2). Штоки гранитов в виде кольца обрамляют габброидный плутон, а дайки аплитов и гранитных пегматитов его рассекают. Кроме того, в некоторых дайках аплитовидных гранитов присутствуют каплевидные включения монцонитового состава. Согласная с простиранием даек ориентировка включений определила директивные структуры, связанные с перемещением расплава в условиях ламинарного течения. Каплевидные включения окружены диффузионными зонами осветления, вытягивались вдоль полосчатости гранитов, приобрели овальные и линзовидные формы.



Рис. 2. Схема гравитационных аномалий в пределах Удино-Иволгинской впадины и ее обрамления по (по результатам государственной геологической съемки). Контуром квадрата показаны границы схемы геологического строения площади Ошурковского месторождения

Расчеты изотопного состава кислорода во флюидах равновесных с минералами изученных пород и результаты анализа состава водорода в водосодержащих минералах (слюды, амфиболы) свидетельствуют, что плавление пород происходило при участии метеорных (от -137 до -187‰ δD) и метаморфогенных (-86 ....-87 ‰ δD) вод.

Дистанцированность изотопно-геохимических данных сиенитов (щелочно-полевошпатовых) от гранитов и базитов предполагает автономность сиенитового расплава, а резкая обогащенность его минералов (биотита, амфибола (+2.5...+3.5‰  $\delta^{18}$ O) указывает на участие в процессе плавления воды метеорного источника.

#### Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00129

1. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования / Г. С. Рипп [и др.]. Новосибирск: ГЕО, 2013. 163 с.

2. Perugini P., De Campos D.C., Ertel-Ingrish W., Dingwell D. B. The space and time complexity of chaotic mixing of silicate melts: implications for igneous petrology // Lithos. 2012. V. 155. P. 326-340.

*Рипп Герман Самуилович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник ГИН СО РАН, Улан-Удэ

#### Ультрамафитовые комплексы бассейна р. Белая (Западный Кавказ) как объекты геологического наследия

#### © Д. А. Рубан

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия, ruban-d@mail.ru

Ультрамафитовые комплексы сравнительно редки на Западном Кавказе. Они представлены раннепалеозойскими серпентинитами, сформировавшимися в исключительно сложной тектонической обстановке. Их уникальность определяется региональной редкостью, необычным в палеотектоническом отношении происхождением и археологической важностью. Тела серпентинитов, равно как и их отдельные выходы, рассматриваются в качестве объектов геологического наследия. Некоторые из них хорошо доступны, хотя понимание геологического контекста этих комплексов не столь легко. Эти объекты представляют собой ценность, прежде всего, для исследователей и преподавателей, хотя геотуристы также могут счесть их интересными, даже несмотря на низкие эстетические свойства. Последующие исследования ультрамафитовых комплексов Западного Кавказа необходимы для их всеобъемлющей оценки как составляющей регионального геологического наследия.

Ключевые слова: геологическое наследие, серпентиниты, геотуризм, эстетические свойства, Горная Адыгея.

#### Ultramafic Complexes of the Belaya River Watershed (Western Caucasus) as Objects of Geological Heritage

#### D. A. Ruban

Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia, ruban-d@mail.ru

Ultramafic complexes are relatively rare in the Western Caucasus. These are represented by Early Paleozoic serpentinities formed in a highly-complex tectonic setting. Their uniqueness is determined by regional rarity, exceptional palaeotectonical origin, and archaeological significance. Serpentinite bodies, as well as their outcrops are considered as geological heritage objects. Some of them are well-accessible, although it is not easy to understand the geologic context of these complexes. These objects are valuable, first of all, for researchers and educators, although geotourists can also find them interesting despite the low aesthetic properties. Further investigations of the ultramafic complexes of the Western Caucasus are necessary in order to evaluate comprehensively their importance as pieces of the regional geological heritage.

Keywords: geological heritage, serpentinites, geotourism, aesthetic properties, Mountainous Adygeja.

Ультрамафиты представляют собой значительный интерес как с чисто научной (геологические исследования), так и с практической (богатый комплекс полезных ископаемых) точки зрения. Однако они также представляют собой важный ресурс в качестве составляющей геологического наследия. В составе последнего выделяются объекты магматического типа, в которых представлены соответствующие породы и/или процессы их образования [3, 5]. Рассмотрение магматических явлений именно в таком ключе актуально в связи с бурным развитием геоконсервационной и геотуристической деятельности во всем мире, включая Россию. Целью настоящей работы является систематизация представлений об ультрамафитовых комплексах бассейна р. Белая на Западном Кавказе как объектах геологического наследия.

В пределах Западного Кавказа ультрамафиты встречаются локально (спорадически). Их изучение более века назад начал Н.И. Безбородько [1]. Позднее значительный вклад в понимание их петрологических особенностей внес Н.Д. Соболев [8]. В последнее время различные частные вопросы, касающиеся данных пород, рассматривались Ю.В. Поповым [2] и автором настоящей работы [4, 6, 7]. В бассейне р. Белая (Горная Адыгея) ультрамафиты обнажаются вдоль северной периферии Даховского кристаллического массива. Их небольшие выходы можно обнаружить, в частности, в долинах р. Сюк и руч. Липовый. Породы представлены серпентинитами серо-зеленого (до серого) цвета, редко с фиолетовым оттенком. Возраст их условно считается раннепалеозойским. Формирование этих пород происходило в условиях сложной реорганизации земной коры между материковой окраиной на севере и цепочкой гондванских террейнов на юге при возможном влиянии крупной шовной зоны со сдвиговыми смещениями планетарного масштаба. Как правило, ультрамафиты представляют собой изолированные протрузионные тела в протерозойских кристаллических сланцах.

Прежде всего, важно определить уникальность рассматриваемых ультрамафитовых комплексов. Она определяется целым рядом обстоятельств. Во-первых, серпентиниты редки как в Горной Адыгее, так и вообще на Западном Кавказе [8]. В этом регионе доминируют осадочные комплексы, а магматические породы представлены чаще гранитоидами. Во-вторых, ультрамафиты характеризуют специфическую палеотектоническую обстановку [6]. Последняя определялась как динамикой гондванских террейнов (экзотических по отношению к Русской платформе), так и активностью вышеупомянутой крупной шовной зоны. В-третьих, именно серпентиниты использовались в качестве поделочного камня на ранних этапах истории региона [9]. Этот факт придает не только геологическую, но также археологическую и историко-культурную ценность данным породам. С учетом всего сказанное выше ультрамафитовые комплексы бассейна р. Белая должны рассматриваться в составе регионального геологического наследия. При этом в качестве объектов последнего можно понимать как обнажения этих пород, так и слагаемые ими протрузионные тела.

На уникальность объектов геологического наследия влияет их доступность, трудность для понимания и разрушенность [3]. Что касается ультрамафитовых комплексов рассматриваемой территории, то они зачастую весьма хорошо доступны. В частности, это относится к частично естественному (склон долины ручья), а частично искусственному (врез автомобильной дороги) обнажению близ устья руч. Липовый. Хуже доступность обнажений в верхней части склонов хр. Бурелом. Хотя к ним ведут грунтовые дороги, состояние последних на отдельных участках неудовлетворительно, а удаленность обнажений от ближайших населенных пунктов значительна. Однако наибольшую проблему представляет отсутствие реестра выходов ультрамафитов. Даже знатоки местной геологии не обладают полной информацией на сей счет. Трудность геологического контекста для понимания также имеет место. Связано это со сложными и не до конца выясненными контактами серпентинитов и прочих пород Даховского кристаллического массива (например, см. [8]). Более того, ультрамафиты имеют не вполне характерные цвет и текстуру. Они не всегда хорошо отличимы от представляенных в тех же выходах метаморфических пород. Однако разрушенности объектов геологического наследия не отмечается; все они сохраняются в естественном состоянии.

В качестве объектов геологического наследия ультрамафитовые комплексы бассейна р. Белая представляют интерес для широкого круга лиц. Во-первых, к таковым относятся профессиональные геологи. Серпентиниты данной территории требуют глубокого изучения с помощью современных методов, что позволит значительно детализировать представления о геологическом строении Западного Кавказа и закономерностях его эволюции в раннем палеозое. Во-вторых, речь идет об использовании выходов горных пород в образовательных программах. Серпентинит – редкая порода для Юга России, а потому ее обнажения дают уникальную возможность получить представления о ней в полевых условиях. Здесь уместно отметить, что обнажения ультрамафитов сосредоточены на территории, где располагается база практик Южного федерального университета, использующаяся несколькими отечественными вузами для проведения полевых студенческих практик. Наконец, в-третьих, данные объекты ценны для геотуристов. Их посещение позволяет заметно разнообразить программы соответствующих экскурсий.

Говоря о геотуристическом потенциале, нельзя не затронуть вопроса об эстетических свойствах объектов, которые всегда влияют на их восприятие [10, 11]. Прежде всего, речь идет о цвете и текстурном рисунке. Серпентиниты бассейна р. Белой имеют блеклую окраску, которая вряд ли привлечет внимание туриста сама по себе. Однако локально фиксируемые разности этих пород с отчетливым фиолетовым оттенком действительно эстетически аттрактивны. Текстурный рисунок, как правило, не выражен. Породы сильно трещиноваты, местами выветрелы, подчас рассыпаются в руках на мелкие "осколки". Неудовлетворительность эстетических свойств усугубляется тем обстоятельством, что геотуристы часто имеют некоторые (хотя бы самые общие) представления о серпентинитах, ассоциируя эти породы с теми, что характерны для Урала и обладают несомненными эстетическими свойствами. Однако серпентиниты, встречающиеся в бассейне р. Белой, не соответствуют таким ожиданиям. В связи со сказанным использование ультрамафитовых комплексов рассматриваемой территории в геотуризме требует какой-либо «компенсации» (например, информационной) их низких эстетических свойств.

В итоге можно констатировать, что ультрамафитоые комплексы бассейна р. Белая вполне могут рассматриваться в качестве объектов геологического наследия. Вероятно, их дальнейшее геологическое изучение приведет к выявлению особенностей, еще больше подчеркивающих их уникальность.

Настоящая работа посвящается светлой памяти корифеев геологии Горной Адыгеи – И. Г. Волкодава, И. В. Голикова-Заволженского и В. И. Пугачева

1. Безбородько Н. И. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском округе Кубанской области (Северный Кавказ) // Известия Донского политехнического института. 1913. Т. 2. Отд. 2. С. 429-564.

2. Попов Ю. В. Положение магматических комплексов Даховской горст-антиклинали в эволюции магматизма зоны Передового хребта Большого Кавказа // Актуальные проблемы региональной геологии, литологии и минерагении. Ростов-на-Дону, 2005. С. 131-141.

3. Рубан Д. А. Геологические памятники: краткий обзор классификационных признаков // Известия вузов. Геология и разведка. 2005. № 4. С. 67-69.

4. Рубан Д. А. Стратиграфия палеозойских магматических образований северной части Горной Адыгеи (Западный Кавказ) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 12. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2009. С. 156-162.

5. Рубан Д. А. Концептуальный анализ многообразия объектов геологического наследия магматического типа // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 372. С. 193-196.

6. Рубан Д. А. Геодинамическая обстановка формирования палеозойских серпентинитов Даховского кристаллического массива (Северо-Западный Кавказ) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2007. С. 67-71.

7. Рубан Д. А. Ревизия литодемной стратиграфии магматических пород Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вулканизм, биосфера и экологические проблемы. Майкоп, 2016. С. 39-40.

8. Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолиздат, 1952. 240 с.

9. Чирвинский П. Н. Змеевик как поделочный камень первобытного человека на Северном Кавказе // Краткие сообщения о докладах и полевых исследованиях Института истории материальной культуры. 1952. Т. XLVII. С. 143-146.

10. Kirillova K., Fu X., Lehto X., Cai L. What makes a destination beautiful? // Dimensions of tourist aesthetic judgment // Tourism Management. 2014. Vol. 42. P. 282-293.

11. Mikhailenko A. V., Nazarenko O. V., Ruban D. A., Zayats P. P. Aesthetics-based classification of geological structures in outcrops for geotourism purposes: a tentative proposal // Geologos. 2017. Vol. 23. P. 45-52.

*Рубан Дмитрий Александрович*, PhD, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, доцент Южного федерального университета, Ростов-на-Дону

#### Петрология мезоархейских коматиитов совдозерской структуры (Центральная Карелия, Россия)

© 3. П. Рыбникова, С. А. Светов

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, zoya\_rybnikova@mail.ru

Детальное изучение мезоархейских дифференцированных лавовых потоков коматиитов Совдозерской структуры (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменного пояса, Карелия) показало геохимический гетерогенный состав первичных расплавов, не связанный с процессами фракционирования. Выявлена химическая неоднородность лав, связанная с порционным внедрением расплава во внутреннюю часть потока в ходе их излияния и присутствием ранней контаминации. Ключевые слова: архей, коматиит, первичные расплавы.

## Petrology of Mesoarchean Komatiites of the Sovdozero Structure (Central Karelia, Russia)

Z. P. Rybnikova, S. A. Svetov

Institute of Geology, KarSC, RAS, Petrozavodsk, Russia, zoya\_rybnikova@mail.ru

Geochemical study of mesoarchean differentiated komatiitic lava flows of the Sovdozero domen (Vedlozero-Segozero greenstone belt, Karelia) showed a chemical heterogeneous of primary melts, unrelated to fractionation processes. The inhomogeneity of the lavas related with portion introduction of the melt into the inner part of the lava flows and their early contamination.

Keywords: Archean, komatite, primary melts.

Изучение высокомагнезиальных вулканитов докембрия, в частности коматиитов, первичные магмы которых генерируются в ходе высоких степеней плавления мантийного пиролита, позволяет получить важную информацию, как об условиях магмогенеза на ранних стадиях эволюции Земли, так и о минералого-геохимическом составе мантийных источников [1, 14, 15].

Породы коматиит-базальтовых ассоциаций являются неотъемлемой частью разрезов мезонеоархейских зеленокаменных поясов древних кратонов мира [13], в частности Карельского, при этом достаточно широко сохранились в современных редуцированных разрезах отдельных зеленокаменных структур [2, 8, 11]. Это позволяет проводить изучение морфологии вулканитов и их геохимических характеристик.

Объектом данного исследования стала Совдозерская зеленокаменная структура, расположенная в северо-западной оконечности Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (ВСЗП) (Центральная Карелия). Детально геология района работ описана в публикациях [3, 8], аспекты минералогии коматиитов и их акцессорных парагенезов в [5, 7]. В пределах ВСЗП широким развитием наряду с коматиит-базальтовой ассоциацией пользуются средне-кислые вулканиты – андезиты, относимые к адакитовой, толеитовой, высоко-Nb и высоко-Mg сериям, а также вулканогенно-осадочные комплексы, сформированные туфами и граувакками [8].

В Совдозерской структуре мафиты сохранились на компактной площади – около 1.86 км<sup>2</sup>, и имеют мощность реконструированного разреза около 800 м. Ансамбль представлен 3 толщами, в основании – базальтовой (относимой к коматиитовой серии) мощностью около 150 м, средней – коматиитовой (вулканиты с содержанием MgO>18 мас. %) мощностью 600 м и верхней – базальтовой, также принадлежащей к коматиитовой серии. Вся коматиит-базальтовая ассоциация сформирована лавами: массивными, подушечными, дифференцированными, с незначительными прослоями туфового и осадочного материала. Комагматичные интрузивные комплексы представлены телами высокомагнезиальных габброидов и серпентинитов [8].

Время формирования ассоциации находится в интервале 2.9-3.0 млрд лет. Мафиты Совдозерской структуры претерпели регионально-метаморфические преобразования в условиях эпидотамфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа [10].

В результате метаморфизма первично-магматические минеральные парагенезы замещены вторичными, сформированными актинолитом, тремолитом, серпентином, хлоритом, тальком, карбонатом, эпидотом, магнетитом, плагиоклазом. В то же время сохраняются реликты первичных магматических структур (гипокристаллические, офитовые, кумулятивные, спинифекс) и текстурные признаки, что позволяет уверенно диагностировать фациальные разновидности вулканогенных пород. В данной работе акцент сделан на обсуждении результатов детального изучения маломощных дифференцированных коматиитовых лавовых потоков (имеющих зоны брекчированного строения в кровле, массивного строения в центральных частях потоков и кумулятивного в подошве) из центральной части разреза коматиитовой толщи.

В крест простирания дифференцированных лавовых потоков, имеющих мощность от 1.3 до 3 м, проводилось сплошное бороздовое опробование (при этом отбор проб на химический анализ проводился через интервал 10 см). Химический состав проб анализировался в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск. Определение основных петрохимических элементов проводилось методом химического разложения (мокрой химии) [4]. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific X Series 2. Для ультраосновных, основных пород используется методика открытого кислотного разложения. В качестве эталона используется стандарт СГД-1А. Более подробно методика описана в [9].

В ходе исследования установлено, что, считающаяся ранее геохимически однородной, коматиитовая часть разреза Совдозерской структуры [3] гетерогенна [6]. Неоднородность проявляется даже в пределах индивидуальных лавовых тел, причем она не связана с фракционированием расплава.

По распределению петрогенных элементов в маломощных лавовых потоках (включая кумулятивные линзы) вариация MgO проявлена от 20 до 40 мас. %, при общем низком содержании SiO<sub>2</sub> – 38 до 49 мас. %, TiO<sub>2</sub> <0.5 мас. % и Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O <0.2 мас. %. По данным критериям (а так же наличию спинифекс-структур) изучаемые мафиты несомненно принадлежат к коматиитовой серии. Стоит упомянуть, что в зонах ортокумулята (MgO >30 мас. %) отмечены повышенные содержания Cr от 1000 до 4000 ppm, Ni от 500 до 2000 ppm.

Вариации петрогенетических отношений 0.14< CaO/Al2O3 <0.79, 15< Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> <25 позволяют отнести коматииты к единому Al-недеплетированному типу [13].

Химическая гетерогенность вулканитов проявляется при анализе распределения редких и редкоземельных элементов в отдельных лавовых потоках, а так же по зонам индивидуальных лавовых тел.

Наиболее широким распространением пользуются породы, имеющие слабо фракционированное распределение РЗЭ на среднемантийном уровне, обеднение ЛРЗЭ, Th/Yb = 0.07-0.14, Nb/Yb = 0.5-1.0, Th/Nb = 0.10-0.15, что позволяет относить изучаемые коматииты к неконтоминированному типу.

Однако выявлен ряд лавовых тел (зон в лавовых потоках) для которых при топологически подобном распределении РЗЭ, характеристические отношения Th/Yb = 0.13-0.43, Nb/Yb = 0.7-1.0, Th/Nb = 0.19-0.41 позволяют предполагать небольшое влияние коровой контаминации на первичные расплавы.

Для выборки по дифференцированным лавовым потокам коматиитов Совдозерской структуры проведен комплекс модельных расчетов (по химическому составу пород) в программе Comagmat 5.0 [12], рассчитан порядок и температуры кристаллизации минеральных фаз неконтаминированных коматиитов. Первым на ликвидусе при температурах 1656-1541°C появляется Ol. При температурах 1294-1225°C модельные расплавы выходит на Ol-Opx котектику. Aug и Pl имеют близкие температуры начала кристаллизации в интервале 1217-1196°C. В некоторых случаях этот порядок нарушался с выходом модельного расплава на Ol-Pl или Ol-Pig котектики. Модельные температуры кристаллизации контаминированных лав коматиитов дают близкие значения. Первым на ликвидусе при температурах 1671-1534°C появляется Ol, в интервале 1270-1214 C расплавы выходят на Ol-Opx котектику, а Aug и Pl имеют близкие температуры начала кристаллизации в интервале 1220-1193°C. В ходе детального изучения одного из дифференцированных потоков была выявлена маломощная линза (мощностью 20 см) в массивном лавовом потоке, для ее составов кристаллизация идет с выходом на Ol-Pl или Ol-Aug котектики, что укладывается в классические представления о формировании данных расплавов [13]

Проведенные исследования позволили получить на основе изучения химического состава дифференцированных коматиитовых лавовых потоков Совдозерской структуры следующие предварительные выводы:

1. Наиболее распространенными в мезоархейском коматиитовом комплексе Совдозерской структуре являются маломощные лавовые потоки коматиитов (мощностью от 1.3 до 15 м), которые характеризуются брекчированным строением кровельных зон, массивными центральными частями и кумулятивными структурами в основании потоков.

2. Геохимическая специфика изученных лавовых потоков свидетельствует об их гетерогенном составе, присутствии в неконтаминированных телах участков с признаками контаминации.

3. Геохимическая неоднородность в лавах морфологически связана с обнаруженными протяженными линзовидными образованиями, которые могут быть проинтерпретированы как реликты внутрилавовых каналов, подводящих расплав в поток в ходе его движения, что укладывается в модель лавовых рек, предложенную R. Hill для коматиитов Западной Австралии [16]. Контаминация отдельных порций магмы (возможно с подстилающими осадками) в ходе излияния может приводить к формированию внутренней геохимической неоднородности потоков, которая не может быть описана моделью фракционной кристаллизации.

4. Рассчитанные параметры кристаллизации и порядок выделения минеральных фаз коматиитов Совдозерской структуры коррелирует с традиционными плюмовыми моделями их формирования в архее, однако, отмечаемые признаки «корового следа» в расплавах требуют дополнительного изучения.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 16-35-00268 и 17-55-45005

1. Гирнис А. В. Фазовые равновесия в мантии в связи с проблемой происхождения высокомагнезиальных магм: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998. 410 с.

2. Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

3. Коматииты и высокомагнезиальные базальты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

4. Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М: Изд-во АН СССР, 1961. 414 с.

5. Рыбникова З. П. Реликты первично магматических акцессорных шпинелидов в архейских коматиитах восточной Фенноскандии // Труды КарНЦ РАН. № 7. 2015. С. 149-163.

6. Мезоархейские коматииты Восточной Фенноскандии: реконструкция характеристик родоначальных расплавов (на примере Совдозерской структуры) / 3. П. Рыбникова, Г. С. Николаев, С. А. Светов // Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского полуострова: труды XIII Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 50-летию Дня геолога (Апатиты, 4-5 апреля 2016 г.) / гл. ред. Ю. Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2016. С. 122-126.

7. Акцессорные хромшпинелиды из мезоархейских коматиитов Фенноскандинавского щита / 3. П. Рыбникова [и др.] // Литосфера. 2014. №6. С. 22-44

8. Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

9. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов / С. А. Светов // Труды КарНЦ РАН. № 7. 2015. С. 54-73.

10. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1992. 190 с.

11. Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 544 с.

12. Ariskin A. A., Dayushevsky L. V., Bychkov K. A., McNeill A. W., Barmina G. S., Nikolaev G.S. Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // Economic Geology. 2013. V. 108, № 8. P. 1983-2003.

13. Arndt N. T. Komatiites: a dirty window to the Archean mantle // Terra Cognita. 1986. V. 6. P. 59-66.

14. Komatiites. Arndt N. T., Nisbet E. G., eds. London: Allen and Unwin, 1982. 525 p.

15. Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective // Chemical Geology. 1995. V. 126. P. 1-16.

16. Hill R.E.T. Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite-associated nickel deposits // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2001. V. 1. P. 365–381.

*Рыбникова Зоя Павловна*, младший научный сотрудник Института геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

## Рифтогенная обстановка формирования гипербазит-базитовых комплексов Северного Прибайкалья: новые геологические, геохимические и изотопные данные

 © <u>Е. Ю. Рыцк<sup>1</sup></u>, С. Д. Великославинский<sup>1</sup>, Е. С. Богомолов<sup>1</sup>, А. А. Андреев<sup>2</sup>, Е. В. Толмачева<sup>1</sup>
 <sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, erytsk@geogem.spb.ru
 <sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, axel-foley@ya.ru

На основании обобщения геологических материалов и новых геохимических и изотопных данных формирование гипербазит-базитовых комплексов региона связывается с обстановкой рифтогенной деструкции древней континентальной окраины в позднем неопротерозое.

Ключевые слова: гипербазит-базитовые комплексы, рифтогенез, поздний неопротерозой.

### Rift-related Formation of Hyperbasite-basite Complexes of the Northern Baikal Region: New Geological, Geochemical and Isotope Data

<u>E. Yu. Rytsk <sup>1</sup></u>, S. D. Velikoslavinskii<sup>1</sup>, E. S. Bogomolov<sup>1</sup>,

A. A. Andreev<sup>2</sup>, E. V. Tolmacheva<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St. Petersburg, Russia, *erytsk@geogem.spb.ru* <sup>2</sup> Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, Moscow, Russia, *axel-foley@ya.ru* 

Based on new geological, geochemical, isotope-geochemical and geochronological data, a riftogenic model for the formation of Early- and Late-Neoproterozoic hyperbasite-basite complexes of the Northern Baikal region is proposed. Keywords: hyperbasite-basite complexes, rifting, Late Neoproterozoic

Докембрийские гипербазит-базитовые массивы и комплексы Северного Прибайкалья локализованы в Олокитской зоне краевой части кратона и в пограничной с ней Кичерской зоне Байкало-Муйского пояса (БМП) – одного из тектонотипов неопротерозойских складчатых поясов Центральной Азии.

В Олокитской зоне находятся силлы габброидов и габбро-долеритов, единичные небольшие тела альпинотипных гипербазитов (Авкитский массив) и крупный Довыренский расслоенный дуниттроктолит-габбровый плутон с экстремальными Nd-изотопными коровыми характеристиками [9]. Довыренский плутон вместе с бимодальными вулканитами иньяптукской свиты маркирует этап континентального рифтогенеза в позднем неопротерозое Олокитской зоны с интегральной оценкой возраста 728±3.4 млн лет (LA-ICPMS), которая интерпретируется как сибирское отражение "франклинского события" в истории распада Родинии [2].

Кичерская зона значительно более насыщена гипербазит-базитовыми массивами, которые объединялись в Байкало-Муйский офиолитовый пояс [3 и др.], а сейчас рассматриваются как многофазные синколлизионные интрузии габбро-норитов и подчиненных им габброидов, анортозитов и редких гипербазитов [7, 8], сформированные в конце позднего неопротерозоя, в интервале 680-560 млн лет (Sm-Nd данные) [10 и др.], в ходе аккреции Байкало-Муйской островной дуги к краю кратона [8].

Результаты наших исследований позволяют предложить иную интерпретацию палеогеодинамики гипербазит-базитового магматизма региона, которая подразумевает тесную взаимосвязь тектонической эволюции Олокитской зоны кратона и Кичерской зоны БМП в позднем неопротерозое. Согласно новым геологическим данным, Кичерская зона образована системой крутозалегающих тектонических пластин, сложенных структурно-вещественными комплексами раннего и позднего неопротерозоя ([5, 4], рис.). Большая часть гипербазит-базитовых интрузивных массивов локализована в амфиболитах и плагиогнейсах нюрундуканского метаморфического комплекса позднего неопротерозоя и представляет те или иные сечения синсдвиговых магматических камер в структуре Богучанской, Курлинской и Гасан-Дякитской пластин.



Рис. Схема геологического строения Кичерской зоны Северного Прибайкалья

1 – четвертичные отложения; 2 – позднепалеозойские гранитоиды; 3 – Бурпалинский массив щелочных пород; 4 – раннепалеозойские гранитоиды; Поздний неопротерозой Кичерской зоны БМП. 5 – обломочная толща холоднинской свиты; 6 – *гипербазит-базитовые интрузии* (а – "высокомагнезиальные", б – "высокотитанистые"); 7 – метадиориты акуканского комплекса; *Нюрундуканский метаморфический комплекс* (8 – 10): 8 – амфиболиты Курлинской пластины; 9 – диоритогнейсы (а) метагаббро (б) Гасан-Дякитской пластины; 10 – основные гранулиты и амфиболиты Богучанской пластины. Ранний неопротерозой Кичерской зоны БМП. 11 – "древнекоровые" метаморфические комплексы Горемыкской (а) и Хребтовой (б) пластин; 12 – кичерская толща метабазальтов, биотитовых и углеродистых сланцев; Граничные с Кичерской зоной БМП структуры. 13 – Анамакит-Муйский террейн; 14 – Сибирский кратон. Прочие обозначения. 15 – Тыя-Холоднинский прогиб Олокитской зоны; 16 – "шовные" бластомилониты; 17 – Довыренский расслоенный плутон; 18 – тектонические швы (а-главные, б-второстепенные).

Изотопно-геохимическое изучение показало [1], что в составе протолитов амфиболитов нюрундуканского комплекса, вмещающего гипербазит-базитовые массивы, доминируют основные магматические породы двух, обычно пространственно обособленных геохимических типов. Первый тип представляют низкотитанистые базиты Курлинской пластины с MORB распределением РЗЭ (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub><1), низким содержанием РЗЭ (в среднем 45 ppm) и Nb (2.2-5.7 ppm), высокими положительными значениями  $\varepsilon_{Nd}(t)$  от 7.0 до 9.8. Второй тип – внутриплитные высокотитанистые (TiO<sub>2</sub>=2.3% в среднем) метабазиты Богучанской пластины с повышенным содержанием Nb (в среднем 13.5 ppm) и  $\Sigma$ РЗЭ (в среднем 140 ppm), дифференцированным распределением РЗЭ (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=4.7) и невысокими положительными значениями  $\varepsilon_{Nd}(t)$  от 2.0 до 4.7.

Новые данные получены о составе и возрасте пород нюрундуканского метаморфического комплекса в Гасан-Дякитской пластине. Здесь впервые выделена толща амфиболовых диорито-гнейсов с оценкой возраста магматических цирконов  $640\pm8$  млн лет (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ), точно соответствующей возрасту метадиоритов акуканского комплекса  $642\pm2$  млн лет (TIMS, ИГГД РАН, [6]). Амфиболовые диорито-гнейсы имеют относительно высокие положительные значения  $\varepsilon_{Nd}(t)$  от 4.5 до 5.9 и t(DM<sub>1</sub>) около 1 млрд лет, которые указывают на мантийный источник родоначальных расплавов с незначительной добавкой древнекорового компонента. Наряду с диорито-гнейсами, в пределах Гасан-Дякитской пластины широко развиты глубинные фации первично интрузивных метагаббро и метагаббро-норитов, насыщенных плагиомигматитами и анатектитами. Оценка возраста высокотемпературного регионального метаморфизма этих пород, полученная по метаморфическим оболочкам цирконов двух проб амфиболовых плагиогнейсов (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик А.Н. Ларионов), составляет 636 $\pm7$  – 638 $\pm6$  млн лет. В составе габброидов Гасан-Дякитской пластины, в отличие от Курлинской и Богучанской пластин, совмещены МОRB-подобные и высокотитанистые геохимические типы пород. Большая часть метагабброидов имеет высокие Sm/Nd отношения (0.19-0.22) и значения  $\varepsilon_{Nd}(t)$  от 6.4 до 8.3, близкие DM этого возраста.

Структурный контроль глубоко метаморфизованных первично магматических пород нюрундуканского комплекса в Кичерской зоне характерен для областей синсдвиговой тектоники (рис.). Ключевой структурой является зона регионального сдвига (shear-zone) Курлинской пластины длиной более 100 км. На ее северо-восточном фланге, в области затухания сдвига, находится тыловой чешуйчатый веер структур растяжения, который контролирует Гасан-Дякитский магматический ареал базитов. Симметричную структурную позицию на юго-западном фланге главного сдвига занимает фрагмент крупного (по данным магнитной съемки) массива высокотитанистых двупироксеновых гранулитов – метагаббро-норитов Богучанской пластины.

Принимая во внимание геохимическое сходство главных типов метабазитов Кичерской зоны с MORB-подобными и внутриплитными континентальными базальтами, можно интерпретировать область развития нюрундуканского комплекса как фрагмент палеорифтовой структуры, заложенной в позднем неопротерозое в зоне сдвига и деструкции древней континентальной коры. MORB-подобные базиты в этой зоне сдвига маркируют начальную стадию формирования океанической коры позднего неопротерозоя. При таком подходе палеорифт Кичерской зоны БМП является автохтонным фрагментом различных сечений новообразованной ювенильной коры с возрастом 640-665 млн лет, который в едином латеральном и возрастном ряду структур региона сменяет континентальные рифты Олокитской зоны с возрастом 730-670 млн лет и древнее. Магматические породы Кичерского палеорифта, на наш взгляд, могут рассматриваться как компоненты СМ-типа офиолитов (по [11]) в зонах рифтогенной деструкции древних континентальных окраин, что согласуется с отсутствием свидетельств океанических палеобассейнов и островных дуг в позднем неопротерозое БМП. Формирование подобных структурных рядов и комплексов в областях континентального рифтогенеза предусматривается в различных моделях сдвигового тектогенеза, которые так или иначе опираются на тесную связь растяжения коры с тепловым потоком, поступлением в кору мантийных базитовых расплавов, процессами высокоградного метаморфизма продуктов их кристаллизации и, наконец, эксгумацией глубинных пород. В заключение отметим, что предположение о сходстве офиолитов БМП и Красного моря [3], в определенном смысле не потеряло актуальности.

## Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 15-05-07720) и Фонда развития отечественной геологии

1. Геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса: результаты геохимических исследований / А. А. Андреев [и др.] // Доклады АН. 2015. Т. 460, N 6. С.685-690.

2. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) / А. А. Арискин [и др.] // Геохимия. 2013. №11. С. 955-972.

3. Добрецов Н. Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука СО, 1983. С. 11-19.

4. Последовательность формирования и возраст неопротерозойских магматических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского подвижного пояса / А. Б. Котов [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: тезисы докладов. Иркутск, 2013. Вып. 11. С. 129-130.

5. Новые данные о геологическом строении и возрасте метаморфических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса / Е. Ю. Рыцк [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: тезисы докладов. Иркутск, 2012. Вып. 10. Т.2. С. 55-56.

6. U-Pb геохронология габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовых интрузий Байкало-Муйского пояса / Е. Ю. Рыцк [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: тезисы докладов. Иркутск, 2012. Вып. 10. Т. 2. С. 57.

7. Генезис Нюрундуканского ультрамафит-мафитового плутона (Байкальская горная область) / А. А. Цыганков [и др.] // Петрология. 2002. Т. 10, №1. С.60-87.

8. Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск; Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

9. Amelin Y. V., Neymark L. A., Ritsk E. Y., Nemchin A. A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geology. 1996. V. 129. P. 39-69.

10. Amelin Y. V., Ritsk E. Y., Neymark L. A. Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 148. P. 299-316.

11. Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. V. 123. P. 387-411.

**Рыцк Евгений Юрьевич**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГГД РАН, Санкт-Петербург

#### Значение реоморфического фактора для дифференциации вещества в мантийных ультрамафитах

© Д. Е. Савельев<sup>1</sup>, В. Б. Федосеев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, Россия, savl71@mail.ru <sup>2</sup> Институт металлорганической химии им. Г.А. Разуваева РАН, Нижний Новгород, Россия, vbfedoseev@yandex.ru

Представлены результаты моделирования сегрегации частиц хромита в твердофазном мантийном потоке. Показано, что дунитовые тела являются наиболее мобильными частями верхней мантии, в которых должно быть локализовано пластическое течение. Это обусловлено тем, что оливин является наиболее реологически слабым членом верхней мантии (по сравнению с пироксенами и шпинелидами). Моделирование показало, что в двухфазном пластическом потоке (дуните) должна иметь место стратификация с перераспределением частиц дисперсной фазы (хромита). Результатом данного процесса является формирование хромититовых тел. Обоснована термодинамическая модель, демонстрирующая возможность возникновения в условиях верхней мантии твердофазных потоков и позволяющая устранить часть трудностей и противоречий, характерных для магматической и реакционно-магматической гипотез. Реоморфический механизм не требует дополнительных источников вещества и агентов массопереноса, поскольку все необходимые элементы содержатся в исходном мантийном перидотите.

Ключевые слова: ультрамафиты, оливин, хромитит, пластическое течение, стратификация, реоморфическая сегрегация

#### A Significance of the Rheomorfic Factor for the Mantle Ultramafic Matter Differentiation

<u>D. E. Saveliev</u><sup>1</sup>, V. B. Fedoseev<sup>2</sup> <sup>1</sup>Institute of Geology Ufa Science Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia, savl71@mail.ru <sup>2</sup>Institute of Organometallic Chemistry, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia, vbfedoseev@yandex.ru

We presents some results of modeling of the chromite particles segregation in the solid mantle flows. It is shown that dunite bodies would be as the most mobile parts of upper mantle where a plastic deformation must be localized. It took place as an olivine is the softest constituent of the mantle ultramafic rocks (in comparison with chromite and pyroxenes). The modeling showed that a stratification must be to take place in the two-phase stream (olivine plus chromite) accompanying with a solid-state redistribution of dispersion phase particles (chromite). Results of those processes are the chromitite bodies formation. Presented thermodynamic model displays a possibility of solid-state differentiation in plastic flows. It allows to avoid some difficulties inherent in both the "melt-rock interaction" and magmatic models. The rheomorphic mechanism does not need added sources of matter and mass transfer agents, because all the necessary substance is contained in the mantle peridotite.

Keywords: ultramafic rock, olivine, chromite, plastic flow, stratification, rheomorphic segregation

В текстурах и структурах ультрамафитов офиолитовой ассоциации запечатлены признаки пластического течения, которое являлось одним из главных факторов петрогенеза и рудообразования. Оливин и ортопироксен – главные породообразующие минералы мантийных перидотитов – обладают различной «реологической силой» (strength). Указания на это можно найти в ряде работ [2, 5, 7 и др.]. Для оливина характерны: 1) фрагментация (полигонизация) по всему объему протозерен с формированием развитой субструктуры; 2) относительно легкая активизация вторичных систем скольжения. В некоторых случаях разориентация блоков внутри крупных зерен ведет к образованию псевдопойкилитовых включений типа «оливин-в-оливине», что известно под названием внутризерновой [5] либо «ротационной» [8] рекристаллизации.

Для ортопироксена характерны: 1) изгиб неблагоприятно ориентированных зерен с образованием кинк-бандов, 2) интенсивная нуклеация – образование многочисленных центров рекристаллизации в участках наибольшего искажения кристаллической решетки; 3) внутри зерен, подверженных изгибу, происходит образование механических двойников либо ламелей новых фаз (клиноэнстатита, диопсида); 4) в некоторых случаях происходит поперечный разрыв зерен, при этом место разрыва заполняется агрегатом оливина. Рекристаллизация заключается в росте новых зерен с минимумом дефектов, к последним относятся также примесные компоненты. Образование дисперсных фаз хромшпинелидов наблюдается преимущественно на участках, сложенных мелкозернистым агрегатом – необластами ортопироксена.

Кроме структурных свидетельств бо́льшей «податливости» оливина по сравнению с ортопироксеном, которая запечатлена в образцах мантийных ультрамафитов, имеются и экспериментальные подтверждения. В частности, исследование флюидных включений в минералах из ксенолитов в базальтах и кимберлитах показывает устойчивое уменьшение внутреннего давления во включениях в порядке хромшпинелид  $\geq$  ортопироксен  $\approx$  клинопироксен >> оливин, что указывает на неодинаковую величину разгерметизации включений на пути к поверхности [6, 9 и др.]. Было предположено, что уменьшение флюидного давления должно наблюдаться в наиболее «податливом» минерале, а увеличение – в наиболее «жёстком». Описаны исследования относительной «силы» мантийных минералов по ширине отражений рентгеновской дифракции как функции давления, температуры и времени [10]. Полученные результаты подтвердили выводы, сделанные ранее по измерению давления во флюидных включениях, и позволили заключить, что оливин является наиболее «слабым» из рассмотренных мантийных минералов офиолитовых перидотитов. Кроме того, в этой же работе [10] сделан вывод о том, что при температурах выше 800°С в условиях верхней мантии предел текучести породообразующих минералов ультрамафитов приближается к нулевой отметке. При этом увеличение скорости сдвига может сопровождаться понижением вязкости, свойственным для псевдопластичных материалов. Различие в реологическом поведении минералов в данных условиях результирует в образование более мобильных (пластичных) слоев, сложенных мономинеральным оливином (дунитов), которые можно рассматривать как «ослабленные» зоны верхней мантии, в которых локализовано пластическое течение.

Стратификация многофазных и многокомпонентных течений наблюдается в дисперсных и коллоидных системах разного масштаба. Наблюдения свидетельствуют о существовании устойчивых распределений частиц в потоке и режимов многофазного течения [1]. На их характер влияет множество факторов, к которым относятся форма, скорость, сжимаемость, плотность частиц и среды, концентрация дисперсных частиц, влияние частиц соседей и др.

Полагая, что общие закономерности характерны и в случае твердофазных мантийных течений, было сделано предположение о роли стратификации при формировании месторождений хромовых руд в мантийных ультрамафитах. Было обнаружено качественное соответствие между результатами моделирования распределения компонентов и строением реальных систем – хромитоносных участков массивов Крака [2, 3].

Моделировались восходящие потоки с шириной H (расстояние между неподвижными стенками) от 1 до 10 метров. Как отмечено в [4], распределения обладают свойствами автомодельности. Это проявляется в том, что практически одинаковые распределения получаются, если с увеличением скорости потока уменьшать размер частиц. Подобные распределения для частиц разного размера могут быть получены и при изменении ширины потока. Поведение мелких частиц в быстрых узких потоках подобно поведению крупных частиц в медленных широких потоках.

Двухфазный поток образован средой поликристаллического оливина (дунита), в которой распределены кристаллы хромшпинелидов. Так как компоненты потока имеют разную плотность, то в вертикальном потоке скорость кристаллов хромшпинелидов, имеющих более высокую плотность, может отличаться от скорости потока за счет седиментации. Скорость седиментации зависит от размера частиц и вязкости дисперсионной среды. Учет седиментации меняет распределение дисперсной фазы в потоке. В идеальном случае скорость седиментации пропорциональна квадрату размера частицы. Поэтому для достаточно крупных кристаллов (1-5 мм) хромшпинелидов для моделирования восходящих потоков более интересны результаты, учитывающие «отставание» дисперсных частиц от среды.

На рис. 1а показано распределение частиц хромита в пластическом потоке шириной 10 м при скорости сдвига а =  $5 \cdot 10^{-8}$ . Скорость седиментации обратно пропорциональна вязкости среды  $\eta \sim \frac{(\rho_b - \rho_0)L^3g}{2}$ 

 $\eta \sim \frac{1}{4\pi L\Delta v}$ , где g – ускорение свободного падения. По грубой оценке для частиц с L = 5 мм скорость седиментации ~40 см/год может наблюдаться при вязкости среды ~10<sup>9</sup> Па·с. При той же вязкости скорость седиментации частиц миллиметрового размера должна быть меньше в ~25 раз, а скоростью седиментации более мелких частиц можно пренебречь.

Приведенные на рис. 1а распределения хромита в пластическом потоке характеризуются наличием отчетливых слоев симметричных относительно центра потока. Распределения нормированы на максимальное значение.

Для частиц крупного размера (5 мм) характерны более резкие максимумы и более заметное смещение к центру потока по мере увеличения скорости седиментации. Когда скорость потока сопоставима со скоростью седиментации, могут возникнуть распределения иного типа (рис. 1 б).



Рис.1. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита

а – хромит L = 5 мм при скорости сдвига а  $\approx 5 \cdot 10^{-8}$  с<sup>-1</sup> и скорости седиментации  $\Delta v = 0$ , 40, 80 см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии соответственно (вязкость среды  $\sim 10^8$  Па·с.); б – хромит L = 5 мм при скорости сдвига а  $\approx 10^{-8}$  с<sup>-1</sup> и скорости седиментации  $\Delta v = 0$ , 20, 40 см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии соответственно

Стратификация мантийного вещества, сопровождавшаяся, в частности, формированием тел хромититов, происходила при твердофазном перераспределении минералов в породах, представляющих собой дисперсионную систему. Первопричиной пластического течения и структурирования мог быть декомпрессионный подъем мантийного вещества в пределах рифтогенных структур и сейсмическое воздействие. Дальнейшее усложнение внутренней структуры и более глубокое разделение вещества, вероятно, происходило в обстановке сжатия, что, возможно, сопоставимо с современными геодинамическими обстановками в мантии преддуговых бассейнов.

В настоящее время скорости перемещения мантийного материала, оцененные с помощью дистанционных методов, являются более низкими. Однако, во-первых, следует заметить, что полученные данные представляют собой «интегрированный» результат для мантии в целом, не учитывающий деталей структуры мантийных потоков. Рассмотренные выше структурные и минералогогеохимические особенности ультрамафитов указывают на то, что дунитовые тела могут представлять собой ослабленные зоны верхней мантии, в которым локализовано перемещение крупных мантийных масс к поверхности. Во-вторых, есть веские основания полагать, что образование офиолитовых ультрамафитов, как и выведение их на земную поверхность с мантийных глубин могло быть обусловлено более «быстрыми», катастрофическими событиями в истории Земли.

Особенности деформационного процесса могли определяться воздействием различных физических полей: гравитационного, гидродинамического и гидростатического, акустического (вибрационного, сейсмического). Приведенные выше результаты моделирования показывают, что гидродинамическое поле, возникающее внутри мантийного потока, даже при отсутствии других факторов, способствует перераспределению минеральных фаз в соответствии с их физическими свойствами.

Предлагаемая в настоящей работе термодинамическая модель демонстрирует возможность возникновения в условиях верхней мантии твердофазных потоков и позволяет устранить часть трудностей и противоречий, характерных для магматической и реакционно-магматической гипотез. В частности, для реализации реоморфического механизма не требуются дополнительные источники вещества и агенты его переноса, поскольку внутри твердофазного потока происходит перераспределение материала исходных мантийных перидотитов. Как отмечено выше, предлагаемая модель содержит приближения и ограничения, отказ от которых способен влиять на концентрацию дисперсной фазы в слоях, положение максимумов плотности частиц относительно стенок потока и кинетику формирования. Дальнейшее развитие и усложнение представленной модели в перспективе позволит учесть коллективное поведение частиц хромита (агрегацию) и его влияние на седиментацию и структуру потоков. 1. Нигматулин Р. И. Динамика многофазных сред. Т. 1-2. М.: Наука, 1987.

2. Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С.35–42.

3. Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // Вестник Пермского университета. Геология. 2014. №4. С. 22–41.

4. Федосеев В. Б. Стратификация двухфазной монодисперсной системы в плоском ламинарном потоке // Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2016. Т. 149. С. 1057–1067. doi: 10.7868/S004445101605014X/

5. Carter N. L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976. V. 14. P. 301-360.

6. Frezzotti M. L., Burke E. A. J., De Vivo B., Stefanini B., Villa I. M. Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii) // Eur. J. Mineral. 1992. V. 4. P. 1137–1153.

7. Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // Tectonophysics. 1971. V. 12. P. 55–86.

8. Poirier J.-P. Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 1985. 287 pp.

9. Schwab R. G., Freisleben B. Fluid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine and pyroxene and their behaviour under high pressure and temperature conditions // Bull. Mineral. 1988. V. 111. P. 297–306.

10. Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals // Phys. Chem. Minerals. 2008. V. 35. P. 249–257.

*Савельев Дмитрий Евгеньевич*, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ИГ УНЦ РАН, Уфа

## Петрохимия UHP гранатовых ультрамафитов метаморфического комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал

#### © А. Ю. Селятицкий<sup>1</sup>, К. В. Куликова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, selya@igm.nsc.ru <sup>2</sup> Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, fopolina1@yandex.ru

Геологические данные и результаты петрохимических сопоставлений позволяют классифицировать гранатовые ультрамафиты UHP комплекса Марун-Кеу как коровые перидотиты и свидетельствуют о комагматичности интрузивных протолитов гранатовых ультрамафитов и пироповых эклогитов.

Ключевые слова: гранатовые перидотиты, гранатовые пироксениты, петрохимия, UHP метаморфизм, Марун-Кеу, Полярный Урал.

#### Petrochemical Features of UHP Garnet Ultramafites from Marun-Keu Complex, Polar Urals

<u>A. Yu. Selyatitskii</u>, K. V. Kulikova

<sup>1</sup> VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk; selya@igm.nsc.ru
<sup>2</sup> Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar; fopolinal@yandex.ru

New results about petrochemical features and genesis of garnet ultramafic rocks (peridotites and pyroxenites) occurred together with eclogites within Southern part of Marun-Keu HP-UHP terrane placed in collision zone of Polar Urals have received. Keywords: garnet peridotites, garnet pyroxenites, petrochemical featuries, UHP metamorphism, Marun-Keu, Polar Urals.

**Введение.** Гранатовые (Grt) перидотиты и сопутствующие им Grt пироксениты являются наиболее глубинными и высокобарическими породами складчатых областей. Они представляют один из ключевых петрографических типов коллизионных зон высоких (HP) и сверхвысоких (UHP) давлений. В них заключена уникальная информация о петрологии и геохимии верхней мантии и о процессах корово-мантийного взаимодействия в коллизионной обстановке.

Многие гранатовые HP-UHP перидотиты, проявленные в орогенических зонах, возникли путем внедрения в глубоко субдуцированную литосферную плиту тектонических фрагментов пластичных масс горных пород, представлявших собой в разной степени истощённый реститовый мантийный материал – мантийные (альпинотипные) перидотиты. Они имеют все геохимические признаки мантийных ультраосновных пород. Часть коллизионных UHP перидотитов кардинально отличается от типичных мантийных пород пониженными содержаниями MgO и повышенными содержаниями FeO, MnO, CaO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [1]. Для них был предложен термин «коровые перидотиты» [2], поскольку их интрузивные протолиты были сформированы в земной коре еще до субдукции; при субдукции в составе земной коры они погрузились в мантию и испытали HP-UHP метаморфизм [1-7].

Мантийные и коровые перидотиты несут принципиально разную петрогенетическую информацию. Первые характеризуют состав и термодинамические условия, непосредственно внедренного в земную кору мантийного вещества, вторые – могут отражать многостадийные изменения при метаморфизме корового мафит-ультрамафитового протолита, поэтому их изучение и дискриминация дает важную информацию о процессах HP-UHP метаморфизма.

Геология комплекса и метаморфизм. Комплекс Марун-Кеу является ключевым для данного региона и рассматривается как индикатор палеозойской субдукции, предшествовавшей началу коллизионных процессов на Полярном Урале, напр. [8]. Он представляет собой тектонический блок (террейн по [8]) размером 14 на 70 км, вытянутый в субмеридиональном направлении в зоне главного уральского разлома и ограниченный тектоническими контактами от вулканогенно-осадочных образований [9, 10]. В его состав входят пироповые и альмандиновые эклогиты (классификация [9, 10]), Grt и Pl перидотиты (дуниты и лерцолиты), пироксениты (Grt и Grt-Ol вебстериты), Grt амфиболиты, глаукофановые сланцы, плагиогнейсы и слюдяные сланцы, граниты, разнообразные по составу бластомилониты и мигматиты. Пироповые эклогиты и Grt перидотиты расположены в осевой части на юге комплекса, в Ю.-В. части хребта Марун-Кеу. Они образуют блоки, окруженные зонами бластомилонитов и находящиеся во вмещающей вулканогенно-осадочной толще, сложенной полосчатым чередованием кварц-полевошпатовых гнейсов, альмандиновых эклогитов и Grt амфиболитов.

В некоторых геологических обнажениях между габброидами и Pl перидотитами существуют взаимные переходы [9]: Pl перидотиты чередуются с участками от Ol габбро и габбронорита до анортозита; Ol габбро встречаются в виде неправильных обособлений и шлиров среди перидотитов; в Ol меланократовых габбро встречаются такситовые участки Pl перидотитов. При субдукции и метаморфизме по габброидам развились друзиты и пироповые эклогиты, а Pl перидотиты превратились в Grt перидотиты. При этом в центральных частях эклогитовых и перидотитовых тел сохранились реликты исходных магматических пород.

По нашим данным марункеусская структура представляет собой UHP террейн – данные минеральной геотермобарометрии Grt перидотитов и Grt-Ol вебстеритов Марун-Кеу показали, что эти породы испытали UHP метаморфизм: P-T параметры пика метаморфизма достигали 39 кбар, 830°C [11, 12]. Одновременно в эклогитах комплекса обнаружены признаки UHP метаморфизма в поле коэситовой субфации – включения поликристаллического кварца в гранате, окруженные радиальными трещинами и интерпретируемые как псевдоморфозы кварца по коэситу [13].

В то же время наличие реликтовых перидотитов с плагиоклазом в центральных частях тел указывает на досубдукционное давление (при котором происходила кристаллизация пород) ниже 7-8 кбар, что соответствует верхней коре.

Генетическая взаимосвязь протолитов Grt перидотитов, Grt пироксенитов и эклогитов. Протолиты Grt лерцолитов, Grt дунитов, Grt вебстеритов, Grt-Ol вебстеритов и пироповых эклогитов южной части комплекса Марункеу могут быть генетически связаны образованием из одного магматического расплава. Если это так, то составы рассматриваемых пород должны закономерно изменяться, отражая эволюционное изменение родоначальной магмы.

Анализы (17 шт.) Grt перидотитов и Grt-Ol вебстеритов на петрогенные компоненты получены нами в Аналитическом центре Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск) с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра ARL-9900-XP. На вариационных диаграммах (рис. 1) все точки составов габброидов, пироповых эклогитов и друзит-эклогитов, Pl и Grt перидотитов, Grt и Grt-Ol вебстеритов на большинстве диаграмм (MgO-SiO<sub>2</sub>, MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO-FeO, MgO-CaO, MgO-NiO) образуют петрохимические тренды.

Их наличие на диаграммах MgO-CaO и MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> является аргументом в пользу генетического родства магматических протолитов Grt перидотитов и эклогитов комплекса Марун-Кеу, поскольку эти диаграммы отражают изменение состава исходного базитового расплава при фракционировании оливина и плагиоклаза. Подтверждением этому является сходство состава перидотитов Марун-Кеу и коровых перидотитов террейна Даби-Сулу, а также тесные взаимоотношения габброидов, эклогитов и перидотитов в некоторых обнажениях, описанных в [9, 10].

На диаграммах MgO-CaO и MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 1) поля составов основных и ультраосновных пород Марун-Кеу полностью перекрываются с составами мафит-ультрамафитов таких расслоенных интрузивов дунит-троктолитового типа (по [16]), как массив Рам в Шотландии [14] и Йоко-Довыренский массив в Северном Прибайкалье [15].



Рис. 1. Химический состав основных и ультраосновных пород южной части комплекса Марун-Кеу в сравнении с составом мафит-ультрамафитов расслоенных интрузивов, в мас. %.

1 – массив Рам, Шотландия [14], 2 – Йоко-Довыренский массив, Северное Прибайкалье [15], 3 – комплекс Марун-Кеу, наши данные и [9, 10]

По петрохимии Grt перидотиты и пироксениты Марункеу отличаются от мантийных и схожи с коровыми перидотитами Жимафанг, Биксилинг и Маобей террейна Даби-Сулу в Китае (рис. 2) [4, 6, 7]. Протолитами последних считаются ультрамафитовые кумуляты нижнекоровой расслоенной серии, сформированные в земной коре еще до субдукции и впоследствии метаморфизованные при сверхвысоких давлениях в ходе субдукционно-коллизионных процессов [6, 7].



Рис. 2. Состав гранатовых ультрамафитов Марункеу в сравнении с составом коровых и мантийных Grt перидотитов UHP коллизионных зон.

Содержание Сг в ррт, остальных компонентов – в мас. %. 1 – Марункеу, Полярный Урал (наши данные), 2-5 – коровые Grt перидотиты: 2 – Кокчетавский массив, С. Казахстан [1], 3 – Западный гнейсовый регион, Норвегия [1, 3], 4 – террейн Алтый-Таг, С.-З. Китай [17], 5 – террейн Даби-Сулу, В. Китай [6, 7], 6, 7 – мантийные Grt перидотиты: 6 – террейн Даби-Сулу, В. Китай [6, 7], 7 – Западный гнейсовый регион, Норвегия [3], 8, 9 – поля составов коровых (8) и мантийных (9) Grt перидотитов

Заключение. Grt перидотиты комплекса Марун-Кеу не являются мантийными образованиями. Геологические данные и результаты петрохимических сопоставлений позволяют классифицировать их как коровые перидотиты и свидетельствуют о комагматичности интрузивных протолитов Grt ультрамафитов и пироповых эклогитов. Досубдукционными предшественниками Grt ультрамафитов и эклогитов были перидотиты, Pl перидотиты, Ol габбро и габбронориты, сохранившиеся как реликты внутри тел Grt перидотитов и эклогитов. Они являются частью дифференцированного (возможно расслоенного) перидотит-габбрового интрузива, сформированного в верхней коре. Породы интрузива при субдукции испытали UHP метаморфизм и были превращены в Grt перидотиты, Grt пироксениты и эклогиты.

Авторы благодарят сотрудников ИГМ СО РАН – академика В. В. Ревердатто за критические замечания к работе, канд. геол.-минерал. наук Р. А. Шелепаева и канд. геол.-минерал. наук А. В. Вишневского за ценные консультации по вопросам магматической петрологии дифференцированных плутонов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-08097), а также в рамках госзадания (проект № 0330-2016-0004) и программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-57

1. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений / В. В. Ревердатто, А. Ю. Селятицкий, Д. Карсвелл // Геология и геофизика. 2008. Т. 9, № 2. С. 99–119.

2. Brueckner H. K., Medaris L. G. A general model for the intrusion and evolution of "mantle" garnet peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes // J. Metam. Geol. 2000. V. 18. P. 123–133.

3. Carswell D. A., Harvey M. A., Al-Samman A. The Petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bull. Mineral. 1983. V. 106. P. 727–750.

4. Zhang R. Y., Liou J. G. Dual origin of garnet peridotites of Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // Episodes. 1998. V. 21. P. 229–234.

5. Zhang R. Y., Liou J. G., Yang J. S., Yui T.-F. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // J. Metam. Geol. 2000. V. 18. P. 149–166.

6. Zheng J. P., Sun M., Griffin W. L. Age and geochemistry of contrasting peridotite types in the Dabie UHP belt, eastern China: Petrogenetic and geodynamic implications // Chem. Geol. 2008. V. 247. P. 282-304.

7. Zhang R.Y., Jahn B-M., Liou J.G. Origin and tectonic implication of an UHP metamorphic mafic-ultramafic complex from the Sulu UHP terrane, eastern China: Evidence from petrological and geochemical studies of CCSD-Main Hole core samples // Chem. Geol. 2010. V. 276. P. 69-87.

8. Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A., Seward D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geoch. Cosm. Acta. 2003. V. 67. P. 4353-4371.

9. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 191 с. 10. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.

11. Селятицкий А. Ю., Куликова К. В. Первые данные о проявлении UHP метаморфизма на Полярном Урале // Новое в познании процессов рудообразования: Материалы VI Российской молодёжной научно-практической школы, 28 ноября -2 декабря 2016. М.: ИГЕМ РАН, 2016. С. 289-291.

12. Селятицкий А. Ю., Куликова К. В. Первые данные о проявлении UHP метаморфизма на Полярном Урале // Доклады РАН. 2017 (в печати).

13. López-Carmona A., Tishin P.A., Chernyshov A.I., Gutiérrez-Alonso G., Gertner I.F. UHP metamorphism in the Polar Urals: evidences from the Marun-Keu Complex (Russia) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы VIII всероссийской петрографической конференции. Вып. 8. Томск: ТГУ, 2016. С. 26-30.

14. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

15. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: изд. БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

16. Магматические горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 143 с.

17. Wang C., Liu L., Chen D.L., Cao Y.T. Petrology, geochemistry, geochronology and metamorphic evolution of garnet peridotites from South Altyn UHP terrane, NW China: Records related to crustal slab subduction and exhumation history // Dobrzhinetskaya L., Faryad S.W., Wallis S., Cuthbert S., eds. Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of coesite and diamond. Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 541-577.

Селятицкий Александр Юрьевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

#### Isotope-geochemical Nd-Sr Evidence of Paleoproterozoic Magmatism in N-E Baltic Shield and Mantle-Crust Interaction

© <u>P. A. Serov,</u> T. B. Bayanova, E. N. Steshenko Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, serov@geoksc.apatity.ru

New Nd-Sr data are presented for the main economically significant Cu-Ni-Co and Pt-Pd deposits of Fennoscandia. Based on the available and periodically replenished database of isotope-geochronological data, the main characteristics of Paleoproterozoic magmatism are substantiated, the main boundaries of the evolution of the ore-magmatic system of the northeast of the Baltic Shield are revealed. For the main geological objects – Fedorovo-Pansky, Burakovka, Monchegorsk intrusions and some Finnish intrusions – a small degree of contamination with crustal matter is shown. For the Monchetundra massif there is a possibility of a more active participation of the crustal material in the formation of the first intrusive phases.

Keywords: Arctic region, Fennoscandian shield, Sm-Nd, Rb-Sr, neodymium epsilon, strontium isotope composition, layered intrusions, geochronology, isotope methods, REE, binary mixing model, crustal contamination.

# Изотопно-геохимические свидетельства палеопротерозойского магматизма Северо-Востока Балтийского щита и корово-мантийное взаимодействие

#### <u>П. А. Серов</u>, Т. Б. Баянова, Е. Н. Стешенко ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, serov@geoksc.apatity.ru

Представлены новые Nd-Sr данные для главных экономически значимых Cu-Ni-Co и Pt-Pd месторождений Фенноскандии. На основании имеющейся и постоянно пополняемой базы изотопно-геохронологических данных обоснованы основные характеристики палеопротерозойского магматизма, выявлены главные рубежи эволюции рудно-магматической системы северо-востока Балтийского щита. Для основных геологических объектов – Федорово-Панского, Бураковского, Мончегорского интрузивов и некоторых финских интрузий – показана малая степень контаминации коровым веществом при формировании массивов. Для Мончетундровского массива не исключается вероятность более активного участия вещества коры в становлении первых интрузивных фаз.

Ключевые слова: Арктический регион. Фенноскандинавский щит, Sm-Nd, Rb-Sr, эпсилон неодима, изотопный состав стронция, расслоенные интрузии, геохронология, изотопные методы, РЗЭ, модель бинарного смешения, коровая контаминация

Paleoproterozoic Fennoscandian layered intrusions belong to the pyroxenite-gabbronorite-anorthosite formation and spread on a vast area within the Baltic Shield. Based on isotope U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and Re-Os data the duration of this formation can be to 100-150 Ma (2.53-2.39 Ga by U-Pb and Sm-Nd data) [1].

We have studied rocks of layered PGE-bearing Fedorovo-Pansky, Monchetundra, Burakovsky, Olanga group intrusions and Penikat intrusion. According to recent and new complex Nd-Sr-REE data magma source of the vast majority of these intrusions was a mantle reservoir with unusual characteristics (Fig. 1): negative values of  $\epsilon$ Nd (from 0 to -4) and ISr = 0.702-0.706, flat spectra of REE (value of (La/Yb)N ~ 1.0-5.8) with positive Eu-anomalies [1-3]. However, the distribution of REE for ore-bearing gabbronorite intrusions Penikat (Sm-Nd age is 2426±38 Ma [4]) has a negative Eu-anomalies. This may be due to the formation of plagioclase and its removal from the magma chamber.



Fig. 1. Variatons ENd(T)-T and ENd(T)-ISr for Palaeoproterozoic Fennoscandian layered intrusions

Numerous publications about sources of a layered intrusions (for example [1-3, 5-8]) as conclusions are two main hypotheses, according to which the studied intrusions could be formed either directly from the anomalous mantle source or there is a negative parameter  $\varepsilon$ Nd (T) are related to process of crustal contamination. To estimate the contribution of crustal component the binary mixing model was used [9]. As the mantle components we used data for CHUR:  $\varepsilon$ Nd = 0, [Nd] = 1.324 [10] and for crustal components were used host-rocks Nd-data.

The proportion of mantle component for the studied intrusions was 77-99% (Fig. 2). Also, data were obtained for the Monchetundra dike complex and amphibolized gabbro, for which the proportion of mantle material was 20-40%. For these rocks a significant crustal contamination is most likely. This process resulted in low values of  $\epsilon$ Nd, a direct relationship between  $\epsilon$ Nd and Nd concentration, and significant differences between the U-Pb and Sm-Nd model ages. A characteristic feature is that in most cases, the proportion of mantle component decreases from the central parts of intrusions to their boundary zones. This may indicate a slight degree of contamination of the magma intrusion by crustal material near the contacts with the frame- rocks.



Fig. 2. Mantle component proportion in Palaeoproterozoic Fennoscandian layered intrusions (model calculations)

Thus, our investigations show that Palaeoproterozoic layered PGE-bearing intrusions in the N-E Fennoscandian Shield were derived from intraplate magmatism. The same Palaeoproterozoic layered intrusions are known on the Fennoscandian Shield, Superior and Wyoming provinces of the world, and according to [11] they were derived from the mantle source which caused the breakup of the oldest supercontinent.

#### These studies were supported by the RFBR 16-05-00305. State assignment theme – № 0231-2015-0005

1. Serov P. A. Formation stages of the PGE-bearing Fedorovo-Pansky layered intrusion from Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data // Abstract. Diss. Cand. Geol.-min. Sciences. Voronezh. 2008. 24 p.

2. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geol. Society London Special Publication. 2009. V. 323. P. 165-198.

3. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E., Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield – Isotope Nd-Sr and <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization // Geochronology – Methods and Case Studies. Mörner N.-A. (ed.). INTECH, 2014. P. 143-193.

4. Ekimova N. A., Serov P. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P., Elizarova I. R. New data on distribution of REEs in sulfide minerals and Sm-Nd dating of ore genesis of layered basic intrusions // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 436, № 1. P. 28-31.

5. Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 124. P. 255-272.

6. Hanski E., Huhma H., Smolkin V.F, Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // Bull. Geol. Soc. Finl. 1990. № 62. P. 123-133.

7. Huhma H., Clift R.A., Pertunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 369-379.

8. Huhma H., Mutanen N., Hanski E., Räsänen J., Manninen T., Lehtonen M., Rastas P., Juopperi H. Sm-Nd isotopic evidence for contrasting sources of the prolonged Paleoproterozoic mafic-ultramafic magmatism in Central Finnish Lapland // Program and Abstracts. IGCP Project 336 symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, 1996. University of Oulu, Publ. 33. 1996. P. 17.

9. Jahn B., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23, N 2. P. 82-92.

10. Palme H., O'Neil H.St.C. Cosmochemical estimates of Mantle composition // Treatise on geochemistry. 2003. V. 2. P. 1-38.

11. Heaman L.M. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: remnants of an ancient large igneous province? // Geology. 1997. V. 25, N 4. P. 299–302.

*Серов Павел Александрович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Мурманская область

#### Особенности минералов платиновой группы гипербазитов Верхне-Хатырского меланжа

© <u>Е. Г. Сидоров</u><sup>1</sup>, Н. Д. Толстых<sup>2</sup> <sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, mineral@kscnet.ru <sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, tolst@igm.nsc.ru

Ассоциация минералов элементов платиновой группы (МПГ) из гипербазитов Верхне-Хатырского меланжа обладает типоморфными признаками, характерными для офиолитов: преобладание Os-Ir-Ru сплавов над другими МПГ, рутениевый тренд их составов, коэффициент распределения KDRu между равновесными осмием и иридием более чем 1, присутствие включений лаурита и ирарсита и др. Тем не менее, эта ассоциация имеет специфические особенности, такие как обогащение рудоформирующей системы Pt и Ni, и, как следствие, широкое развитие рутениридосмин-изоферроплатинового парагенезиса (срастания обогащенных никелем Os-Ir-Ru и Pt-Fe сплавов), присутствие ферроникельплатины Pt<sub>2</sub>FeNi и неназванного соединения Ni<sub>2</sub>IrFe. В процессе эволюции рудоформирующей системы концентрация Ru закономерно повышалась от рутенистого осмия к рутениридосмину и далее, к самородному рутению, что сопровождалось увеличением количества Pt-Fe. Исследованная минеральная ассоциация, обогащенная никелем и платиной свидетельствует об относительно слабо деплетированном мантийном источнике, с которым связано формирование офиолитовых гипербазитов Верхне-Хатырского меланжа.

Ключевые слова: Верхне-Хатырский меланж, офиолитовые гипербазиты, Os-Ir-Ru и Pt-Fe сплавы.

#### Features of the Platinum Group Minerals of the Verhne-Khatyr Hyperbasite Melange

E. G. Sidorov, N. D. Tolstykh

<sup>1</sup> Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia <sup>2</sup> VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

The association of PGE minerals from the Verhne-Khatyr melange halo has a typical features related to ophiolite: the predominance of Os-Ir-Ru alloys over other PGE minerals, the ruthenium trend of their compositions, K<sub>D</sub>Ru between equilibrium ruthenium and iridium is more than 1, the presence of inclusions of laurite and irarsite, etc. Whereas the specific features of the association is the enrichment of the primary melts in Pt and Ni and, as a consequence, the widespread distribution of rutheniridosmineisoferroplatinum paragenesis equilibrium intergrowths of Ni-containing Os-Ir-Ru and Pt-Fe alloys, ferronickelplatinum and unnamed Ni<sub>2</sub>IrFe phase. The Ru concentration increases from Ru-rich osmium to rutheniridosmie and further to ruthenium during the evolution of the ore-forming system. The mineral association of the Verhne-Khatyr melange enriched with nickel and platinum indicates a relatively weak depletion of the mantle source forming ophiolitic hyperbasites.

Keywords: Verhne-Khatyr melange, ophiolitic hyperbasites, Os-Ir-Ru and Pt-Fe alloys.

Небольшие тела серпентинизированных гипербазитов Верхнее-Хатырского меланжа (Корякия) являются источниками минералов платиновой группы (МПГ), которые были получены при шлиховом опробовании аллювиальных отложений одного из притоков верховьев реки Хатырка. Концентрат минералов МПГ из шлихового ореола на 97 % состоит из Os-Ir-Ru сплавов с незначительной примесью Pt-Fe сплавов, другие виды МПГ обнаружены только во включениях. Морфология выделения Os-Ir-Ru сплавов различна: от толстых пластинок неправильной формы до зерен 0.5 мм серебристо-серого цвета, в разной степени окатанных (рис. 1). Иногда наблюдается ступенчатый излом по плоскостям спайности и следы деформации зерен.

В проанализированной выборке минералы *Os-Ir-Ru* системы относятся к осмию, рутению и рутениридосмину. И только один анализ попадает в поле иридия. Эта фаза находится в срастании с другими минералами в составе 3-хфазного парагенезиса (рис. 2).

Сплавы содержат примеси Pt, Fe, Ni и Rh. Концентрация Ru в них превышает 60 ат. %, образуя рутениевый тренд. В целом, сплавы обеднены иридием, поскольку этот тренд нетипично сдвинут от области несмесимости к осмиевому углу диаграммы (рис. 2a). Содержание Pt в них не превышает 5,7 мас. %, а в иридии составляет 13,7 мас. % или почти 20 ат.% (рис. 2б). Коэффициент распределения Ru между равновесными осмием и иридием равен 2,4, что характерно в целом для офиолитовых ассоциаций [1].


Рис. 1 Морфология зерен Os-Ir-Ru сплавов из шлиховых проб аллювиальных отложений верховьев р. Хатырка

По составу Pt-Fe сплавы относятся к изоферроплатине (Pt<sub>3</sub>Fe), железистой платине (Pt,Fe) и ферроникельплатине (Pt<sub>2</sub>FeNi), составы которых закономерно изменяются и формируют единый тренд (рис. 3б). При этом ферроникельплатина не является продуктом замещения изоферроплатины, как это наблюдается на Нижнетагильском массиве [2], а является магматической. Pt-Fe сплавы шлихового ореола Хатырского меланжа отличает повышенные концентрации в них Ni (до 5,31 мас. %), который положительно коррелируется с Fe, аналогично офиолитовой ассоциации Карагинского комплекса [3]. Концентрация Ir во всех зернах Pt-Fe сплавов достигает 5,36 мас.%, a Rh – 3.5 мас. %, суммарное содержание которых увеличивается от ферроникельплатины к изоферроплатине (рис. 3а).



Рис. 2. Составы Os-Ir-Ru сплавов в системах Os – Ru – (Ir+Pt) (а) и (Os+Ru) – Pt+(Fe,Ni,Cu) – (Ir+Rh) (б). Линии соединяют составы равновесных Os-Ir-Ru и Pt-Fe фаз. Вектор указывает на направление развития рудо-формирующей системы



Рис. 3. Состав Pt-Fe сплавов в системах (Cu+Fe+Ni) - Pt - (Ir+Rh) (a) и в системе Fe - Pt - (Cu+Ni) (б)

Взаимоотношения Os-Ir-Ru и Pt-Fe сплавов широко проявлены и разнообразны (рис. 4). Отмечаются зерна с моносоставами сплавов (рис. 4a, e). Но наиболее характерны их взаимные срастания с образованием 2-х фазных парагенезисов. Объемное соотношение фаз последовательно меняется от подчиненного количества Pt-Fe сплавов (рис. 4 б, в, г) до их преобладания в 2-х фазных срастаниях (рис. 4д, ж). Обнаружено зерно, представляющее собой 3-х фазный парагенезис осмий-иридий-изоферроплатиновый (рис. 4з), составы фаз которого показаны на рисунке 2. Включения других минералов ЭПГ в сплавах встречаются нечасто, среди них установлены лаурит, ирарсит и купро-иридсит.



Рис. 4. Взаимоотношения МПГ из шлиховых проб аллювиальных отложений верховьев р. Хатырка. Шкала соответствует 100 мкм

*Лаурит* представлен изометричными включениями в Os-Ir-Ru сплавах. Его составы соответствуют как крайнему члену серии лаурит-эрликманит, так и их твердому раствору с 25 мол.% эрликманит тового компонента:  $[(Ru_{1.01}Rh_{0.01})_{1.02}(S_{1.93}As_{0.04})_{1.97}$  и  $(Ru_{0.69}Os_{0.25}Ir_{0.06})_{1.00}S_{1.99}]$ . Линзовидные включения *купроиридсита* обнаружены в 3-х фазном зерне (рис. 43). В его состав входит как маланитовый, так и купрородситовый миналы  $[(Ir_{1.39}Pt_{0.30}Rh_{0.20}Ru_{0.03})_{1.92}(Cu_{0.81}Ni_{0.10})_{0.91}S_{4.17}]$ . Отличительной особенностью является примесь Ni до 1.05 мас.%, тогда как в большинстве других офиолитов тиошпинели содержат Cu и Fe [4]. Наиболее близким составом обладает купроиридсит из Кемпирсая [5]. *Ирарсит* в виде субгедрального кристалла более 100 мкм находится в срастании с осмием (рис. 4а). Примесь Ru в нем 6.48 мас. % коррелируется с некоторым избытком S по сравнению с идеальной формулой, поэтому его можно представить, как твердый раствор лаурита в ирарсите [(Ir\_{0.76}Ru\_{0.17}Rh\_{0.05})\_{0.98}As\_{0.83}S\_{1.19}]. Кроме того была обнаружена неназванная фаза, соответствующая формуле *Ni*<sub>2</sub>*FeIr*, которая представляет собой целую серию мелких вытянутых или червеобразных включений 10×30 мкм в осмии (рис. 4и). Цвет ее серо-желтоватый, она слабо анизотропна. Два разных включения обнаруживают постоянство состава (табл. 1). Твердые растворы Pt, Ir и Fe переменного состава, содержащие значительное количество Ni, были обнаружены также в россыпи реки Ольховая-1я [3].

Состав включений неназванной фазы Ni<sub>2</sub>FeIr

N⁰	Ir	Pt	Os	Rh	Ru	Fe	Ni	Cu	Сумма
1	33.85	9.90	0.77	1.11	1.66	15.98	33.64	0.83	97.73
2	36.38	8.29	0.78	0.90	1.88	15.59	33.19	0.79	97.79

1.  $Ni_{2.03}Fe_{1.01}(Ir_{0.62}Pt_{0.18}Ru_{0.06}Rh_{0.04}Cu_{0.05}Os_{0.01})_{0.96}$ 

 $2.\ Ni_{2.02}Fe_{1.00}(Ir_{0.68}Pt_{0.15}Ru_{0.07}Rh_{0.03}Cu_{0.04})_{0.98}$ 

# Дискуссия и выводы

Ассоциация МПГ из шлихового ореола Верхне-Хатырского меланжа обладает признаками, которые характерны для большинства гипербазитовых массивов офиолитовых ассоциаций: преобладание Os-Ir-Ru сплавов, рутениевый тренд их составов, коэффициент распределения между равновесными рутением и иридием больше единицы, наличие включений лаурита и сульфоарсенидов тугоплавких ЭПГ, отрицательные "кристаллы" изоферроплатины. К специфическим особенностям можно отнести то, что из двух характерных для офиолитовой ассоциации парагенезисов здесь проявлен только поздний и более низкотемпературный [6] – рутениридосмин-изоферроплатиновый, тогда как предшествующий ему осмий-иридиевый был отмечен только в составе 3-фазного осмий-иридийизоферроплатинового парагенезиса, переходного от раннего к позднему [1].

На диаграмме (рис. 2а) показан вектор направления развития рудофо-формирующей системы, которая для исследованных образцов начинает эволюционировать с трехфазного парагенезиса, который в исследуемой ассоциации является наиболее ранним и более высокотемпературным. С понижением температуры он сменяется двухфазным парагенезисом, который постепенно эволюционирует с увеличением концентрации Ru в гексагональных сплавах от рутенистого осмия к рутениридосмину и далее к рутению. Ступень перехода в исследуемой ассоциации от 3-х фазного к 2-х фазному парагенезису соответствует 18 ат. % Ru в самородном осмии, тогда как в других офиолитовых ассоциациях это происходит при 20-35 ат. % Ru в осмии. Это связано со значительной долей платины в металлической составляющей исходного расплава исследуемой ассоциации, которая уже на ранней стадии участвует в формировании Os-Ir-Ru – Pt-Fe парагенезисов. За счет этого можно наблюдать широкий спектр взаимоотношений между Os-Ir-Ru и Pt-Fe сплавами: от небольших включений изоферроплатины в осмии (более ранний парагенезис) до тонких включений рутения в изоферроплатине (относительно поздний). Магматическая рудоформирующая система материнского источника исследованной ассоциации является никелистой, что отражено в присутствии различных Ni минералов: примесь Ni в Os-Ir-Ru и Pt-Fe сплавах, ферроникельплатина, соединение Ni<sub>2</sub>IrFe. Но, в отличие от уралоаляскинских комплексов, где рудо-формирующая система обогащается никелем на постмагматическом этапе [2], никель в минеральной ассоциации Хатырских офиолитов имеет магматическую природу: накапливается совместно с железом (положительная корреляция между ними) в ходе фракционирования рудо-формирующей системы.

Таким образом, минеральная ассоциация, характеризующая генетические особенности гипербазитовых массивов Хатырских офиолитов, свидетельствует об относительно слабой истощенности мантийного источника, обогащенного платиной и никелем.

#### Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00945 и проекта ОНЗ-2.1

1. Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M. Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // Ore Geology Reviews. 2002. V. 20. P. 1-25.

2. Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // Ore Geology Reviews. 2015. V. 67. P. 234-243.

3. Tolstykh N., Sidorov E., Kozlov A. Platinum-group minerals from the Olkhovaya-1 placer related to the Karaginsky ophiolite complex, the Kamchatskiy Mys Peninsula, Russia // Canad. Miner. 2009. V. 47. P. 793-811.

4. Auge T., Johan Z. Comparative Study of Chromite Deposits from Troodos, Vourinos, North Oman and New Caledonia Ophiolites // Mineral Deposits within the European Community. J. Boissonnas, P. Omenetto eds. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 1988. P. 267-288.

5. Melcher F. Base metal – platinum-group element sulfides from the Urals and the Eastern Alps: characterization and significance for mineral systematics // Mineralogy and Petrology. 2000. V. 68. P. 177-211.

6. Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафитультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 63-75.

*Сидоров Евгений Геннадьевич*, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

# Восстановленный углекислый флюид как фактор рудогенеза на примере аподоломитовых скарнов Довырена

 © <u>А. Г. Симакин<sup>1,3</sup></u>, О. Ю. Шапошникова<sup>1</sup>, А. Н. Некрасов<sup>1</sup>, Т. П. Салова<sup>1</sup>, Е. В. Кислов<sup>2,4</sup>

 <sup>1</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия, <sup>2</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

 <sup>3</sup>Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, simakin@ifz.ru
 <sup>4</sup>Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

В прослое голубого диопсида из аподоломитовых скарнов Довырена (Сев. Прибайкалье, Россия) обнаружено повышенное (до 0.2 ppm) содержания платины. Голубой цвет диопсида связан с присутствием около 300 ppm VO<sup>2+</sup>, привнесенным из магмы высоко-окисленным преимущественно углекислым флюидом на ранней стадии силисификации доломитов. Платина вместе с серебром, вероятно, поступили вместе с восстановленным углеродсодержащим флюидом на последующих стадиях формирования скарнов. Подобная интерпретация подкрепляется экспериментальными данными по переносу платины в виде карбонила сухим восстановленным флюидом при РТ параметрах близких к условиям магматического скарнообразования. Ключевые слова: платина, флюид, скарн, Довырен, голубой диопсид

лючевые слова. платина, флюид, скарн, довырен, голуоои дионсид

# Reduced Carbonic Fluid as a Factor of the Ore-forming Process: an Example of the Dolomite Skarns of Dovyren

<u>A. G. Simakin<sup>1, 3</sup></u>, O. Yu. Shaposhnikova<sup>1</sup>, A. N. Nekrasov<sup>1</sup>, T. P. Salova<sup>1</sup>, E. V. Kislov<sup>2, 4</sup> <sup>1</sup>Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia <sup>2</sup>Institute of Geology SB RAS, Ulan-Ude, Russia <sup>3</sup>Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia, simakin@ifz.ru <sup>4</sup>Buryatian Geological Institute, Ulan-Ude, Russia

Increased content of Pt of 0.2 ppm was found in the blue diopside layer of dolomite scarn from Dovyren intrusion (northern Transbaikalia, Russia). Blue color of diopside is connected with the presence of about 300 ppm of  $VO^{2+}$  transported from the magma by the highly oxidized  $CO_2$  dominated fluid at the early stage of dolomite silicification. Platinum along with silver was brought presumably by the reduced carbonic fluid at the more evolved stage of the scarn formation. This interpretation is supported by the novel experimental data on the Pt mobility in carbonic fluid in the form of carbonyl at the near magmatic PT conditions.

Keywords: Platinum, fluid, skarn, Dovyren, blue diopside

Углекислый флюид генерируется в процессах взаимодействия магм и карбонатов, а также в мантийных условиях при рециклировании углеродсодержащих осадков в мантии. Особенно активно существенно углекислые флюиды генерируются в зонах коллизии и аккреции на пассивных континентальных окраинах. К таковым относились юго-восточные и юго-западные окраины Сибирского кратона в протерозойское время. На расположенном в этой структурной зоне эпи-осадочном месторождении золота Сухой Лог отчетливо проявлен привнос рудных элементов мантийным флюидом, в частности, обогащение сингенетичного осадка золотосодержащего пирита сидерофильными (Ni, Co, Cr, V, Mn), халькофильными (Ag, Cu, Pb, Zn) элементами и Ва, переносимыми мантийным флюидом [1]. Йоко-Довыренский ультрабазит-базитовый платиноносный интрузив также находится в близком структурном положении и имеет тот же возраст 673±22 млн лет [2, 3], что и другие рудные объекты и также был подвержен в процессе становления воздействию мантийного флюида (предположительно, изначально существенно углекислого состава).

Расслоенный Йоко-Довыренский массив формировался длительное время в результате неоднократных внедрений базитовых магм. Об этом лучше всего говорит горизонт с апокарбонатными скарнами, трассируемый через весь интрузив, свидетельствующий о том, часть интрузива под ним была застывшей (возможно частично) при формировании вышерасположенной части интрузива. Глубина становления была не менее 7 км. Согласно двупироксеновому геотермо-барометру, давление, рассчитанное по составу Орх и Срх из перидотитовой зоны, составляло около 2.8 кбар (табл. 25, остальные пары из этой таблицы не удовлетворяют условию равновесия [2]). Давление по мономинеральному амфиболовому барометру также оценивается в 2-3 кбар, по парагенезису низкотемпературных минералов песчаника из нижнего контакта не более 2 кбар. Наличие амфибола однозначно свидетельствует о минимальном давлении порядка 2 кбар безотносительно оценок по минеральным барометрам. Йоко-Довыренский массив – самая поверхностная из серии камер, в которых накапливается магма, генерируемая в мантии. Как правило, серия состоит из трех камер: на глубине Мохо (30-40), на среднекоровой глубине (15 км) и близ поверхности (5-7 км).

Помимо глобального мантийного источника CO<sub>2</sub>, эффект которого достаточно трудно строго выделить, в интрузиве происходила локальная генерация CO<sub>2</sub> как на контакте магмы с доломитами, так и в термическом ореоле интрузива. Нами получены новые данные при исследовании петрологогеохимическими методами диопсидовых скарнов и исходных доломитов и кварцитов из эндоконтакта интрузива.

Рентгенофазовый анализ образцов, отобранных по профилю у нижнего контакта, показал, что доломиты частично разложились с образованием периклаза (позднее гидратированного в брусит) и кальцита:

## $CaMg(CO_3)_2 = MgO + CaCO_3 + CO_2$ .

При давлении 2 кбар и  $X_{CO2}$ =1 разложение начинается при 850°С. Степень разложения резко упала в крайней точке опробования в 10 метрах от контакта. Изучение образцов карбонатов на микрозонде позволило обнаружить редкие включения лизардита (Mg<sub>3</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>9</sub>(OH)<sub>2</sub>), ильменита, магнетита, пирротина. Низкое содержание MgCO<sub>3</sub> в кальците, а также присутствие брусита отвечает низкотемпературной стадии геологической истории карбонатных пород. Также исследован прослой кварцита из карбонатной толщи, отобранный в 100 метрах от контакта. Содержание кремнезема в кварците составляет около 92 мас.%. Из силикатных минералов на микрозонде идентифицированы хлорит, пренит, мусковит, циркон, рутил, пирротин. Интерес представляют находки цинковых фаз – цинкового ильменита и силиката цинка. Наличие в парагенезисе пренита отвечает низкотемпературной (регрессивной) фазе становления: T=200-300°C, давление до 2-3 кбар. Обнаружение цинковых фаз говорит о том, что на определенной стадии концентрация цинка в циркулирующем флюиде была высока. Простейшие расчеты нагрева полупространства от границы с постоянной температурой позволяет оценить поток CO<sub>2</sub> от нижнего контакта за счет разложения доломита в термическом ореоле. В среднем за 1000 лет поток составлял около 100 кг/м<sup>2</sup>/год (при фоновой температуре 400°C).

Апокарбонатные скарны находят внутри интрузива, максимальные температуры в их истории приближались к магматическим. Эти скарны изучаются с 1960-х годов [2]. Особенно подробно проанализирован процесс формирования магнезиальных скарнов, состоящих из брусита (псевдоморфозы по периклазу), оливина, шпинели [3]. Эти скарны образовались при максимальном нагреве свыше 1100°С с плавлением кальцита. Выносу карбонатного расплава в магму способствовала то, что его плотность (около 2 г/см<sup>3</sup>) много меньше плотности магмы.

Нами изучены образцы диопсид-волластонитового скарна из блоков бруситовых скарнов в троктолитах и обнаружены признаки его взаимодействия с восстановленным углекислым флюидом при более низкой (близсолидусной) температуре. Согласно анализам (методом ICP-MS) зоны с высоким содержанием голубого диопсида и белой зоны с высоким содержанием кальциевых силикатов обогащены кальцием (Mg/Ca<sub>at</sub>=0.8-0.7) относительно исходного доломита (Mg/Ca<sub>at</sub>=1.0). Светлая зона носит признаки выноса кремнезема и привноса кальция. На это указывает сосуществование монтичеллита (Mg<sub>0.94</sub>Ca<sub>1.06</sub>SiO<sub>4</sub>) и переотложенного диопсида.



Рис. 1. Моновариантные равновесия в магнезиально-кальциевых аподоломитовых скарнах

Сосуществование монтичеллита и диопсида накладывает ограничения на состав флюида. Вопервых, при достаточно низкой температуре происходит реакция карбонизации монтичеллита, связывающая содержание CO<sub>2</sub> во флюиде и минимальную температуру парагенезиса без доломита: 2CaMgSiO<sub>4</sub> + 2CO<sub>2</sub> = CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> + CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> (1). Согласно нашим расчетам (термодинамика твердых фаз по [4], летучесть  $CO_2$  по [5]) температура при образования осветленной зоны была не ниже 480°С ( $X_{CO2}$  около 0) – 725°С ( $X_{CO2}$  =1), что ниже температуры разложения доломита на кальцит и периклаз (при P=2 кбар, T=850°С). Во-вторых, как показывают наблюдения (повышенная пористость), монтичеллит образуется при выносе кремнезема флюидом, поэтому активность кремнезема во флюиде связана с температурой:

# $CaMgSi_2O_6 = CaMgSiO_4 + SiO_{2Fl}(2)$

Равновесие возможно при низкой активности кремнезема во флюиде. Волластонит с выносом кремнезема в светлой зоне полностью превращается силикат кальция:

### $3CaSiO_3 = Ca_3Si_2O_7 + SiO_{2Fl}(3)$

Фазовые превращения в скарнах с переменным содержанием кремнезема правильно анализировать с вполне подвижным SiO<sub>2</sub> [6], а не принимать инертными компоненты SiO<sub>2</sub>-CaO-MgO (например, [7]). При этом, реальное соотношение CO<sub>2</sub>(CH<sub>4</sub>, CO)/H<sub>2</sub>O во флюиде в активную стадию скарнообразования на Довырене неизвестно. Подробный анализ изотопного состава скарнов в маломощном (порядка 1 м) эндоконтакте сиенита и карбонатов на Ольхоне (Байкал) показал, что термическое разложение карбонатов происходило при участии стороннего (корового или мантийного) восстановленного углерода [8].

Таким образом, на начальной высокотемпературной стадии происходил привнос флюидом кремнезема из расплава или из включений кварца в осадочных породах с образованием диопсида. На второй стадии флюид выносил кремнезем с образованием зоны кальциевых силикатов с монтичеллитом.

Видимо, на высокотемпературной стадии ванадий был привнесен флюидом из магмы при высокой летучести кислорода. Содержания ванадия в осадочных протолитах карбонатах (5-9 ppm) и кварците (19 ppm) малы. Оба анализа диопсидового прослоя методом ICP-MS дали содержания 300-350 ppm ванадия. Среднее содержание ванадия в кристаллах диопсида (16 точек), найденные методом съемки на спектрометре, составило 345 ppm. Съемка по профилю свидетельствуют о зональном распределении ванадия в диопсиде. Часть зон видимых на BSE изображениях коррелирует с содержания ванадия, а часть нет. Можно отметить, что в некоторых точках соизмеримые и большие содержания в диопсиде имеет титан. Железо, хром, марганец имеют много меньшие содержания. Голубой цвет отвечает вхождению катиона VO<sup>2+</sup> в состав диопсида (в позицию кальция).

На второй стадии произошло перераспределении микроэлементов. Зона с голубым диопсидом обогащена ванадием (300, 345 ppm), платиной (0.18, 0.034 ppm) и относительно серебром (0.28, 0.057 ppm). Осветленная зона обогащена рением (0.38, 0.40 ppm), при этом она обеднена серебром (ниже 0.02 ppm), платиной (ниже 0.006 ppm). Также можно отметить ее относительное обогащение молибденом (1 против 0.6 ppm в голубом диопсиде) и вольфрамом (1.5 против 0.7-0.8 ppm). Другой особенностью светлой зоны является низкие содержание ниобия и отношение Nb/Ta=3 против нормальных Nb/Ta=13-15 во всех остальных изученных породах (карбонаты, кварцит, голубой диопсид). Эту особенность можно связать с влиянием фтора, который образует более прочные соединения с ниобием и выносит его в большей степени. О высокой активности фтора свидетельствует находка безводного купсидина  $Ca_4(Si_2O_7)F_2$ . Согласно микрозондовым анализам, содержание фтора в монтечеллите (видимо в форме микрофлюидных включений) также высоко и составляет 0.2-0.6 мас.%.

Окисленная форма ванадия в ванидил-ионе связана с высокой летучестью кислорода в высокотемпературном СО<sub>2</sub>. Можно предположить, что при снижении температуры циркулирующий углекислый флюид восстанавливался за счет реакции с магмой и магматическими минералами и насыщался платиной, серебром, халькофильными элементами (As, Cd, Se). При фильтрации восстановленного углекислого флюида при 700<T<950°C происходило формирование осветленной зоны. Граница между зонами резкая, флюид выносил кремнезем и привносил СаО. Из флюида, проникающего в зону голубого диопсида, происходило осаждение платины и серебра. В изученных образцах голубого диопсида концентрации Рt и Ад коррелируют между собой при постоянном содержании ванадия. В осветленной зоне концентрация ванадия падает до 7-6 ррт. Низкие концентрации платины, серебра и ванадия в осветленной зоне, видимо, свидетельствуют о том, что растворимость этих элементов во флюиде была велика. Согласно нашим новым экспериментальным данным [9], платина растворяется в восстановленном углекислом флюиде при сходных РТ параметрах в виде карбонила в заметных количествах (не менее 15 ppm). Устойчивые при атмосферном давлении карбонилы существуют у Ni, V, Mo, Cr, Re. Эти элементы могут попасть в одну геохимическую группу при высокой активности СО во флюиде. При этом углеводороды, преобладающие в системе С-О-Н при более низких температурах и большем содержании водорода, инертны для переноса перечисленных элементов. Растворимость платины велика при высокой летучести кислорода (хлоридные комплексы) и при низкой летучести кислорода (карбонилы). При формировании Рифа Меренского летучесть кислорода оценивается на уровне QFM-2, что говорит о работе второго механизма [9].

#### Авторы благодарны Ю. К. Карандашеву (ИПТМ РАН) за анализы природных образцов методом ICP-MS

1. Chang Z., Large R.R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // Geology. 2008. V. 36, N 12. P. 971-974.

2. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 266 с.

3. Wenzel T., Baumgartner L.P., Brügmann G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren Intrusion (North Baikal Region, Russia) // Journal of Petrology. 2002. V. 43, N 11. P. 2049-2074.

4. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309-343.

5. Duan Z., Zhang Z. Equation of state of the H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> systems up to 10 GPa and 2573.15 K: Molecular dynamics simulations with ab initio potential surface // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. P. 2311-2324.

6. Ferry J.M., Ushikubo T., Valley J.W. Formation of Forsterite by Silicification of Dolomite during Contact Metamorphism // J. Petrology. 2011. V. 52, N 9. P. 1619-1640.

7. Zhou J., Hsu L. C. The stability of merwinite in the system  $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$  with  $CO_2$ -poor fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 112. P. 385-392.

8. Doroshkevich A., Sklyarov E., Starikova A., Vasiliev V., Ripp G., Izbrodin I., Posokhov V. Stable isotope (C, O, H) characteristics and genesis of the Tazheran brucite marbles and skarns, Olkhon region, Russia // Miner. Petrol. 2017. V. 111. P. 399-416.

9. Simakin A. G., Salova T. P., Gabitov R. I., Isaenko S. I. Dry CO<sub>2</sub>-CO fluid as an important potential deep Earth solvent // Geofluids. 2016. V. 16. P. 1043-1057.

*Симакин Александр Геннадьевич*, доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией ИЭМ РАН, Черноголовка Московской области

# Условия формирования пироксенитов в платиноносных ультраосновных массивах Сибирской платформы

© В. А. Симонов<sup>1</sup>, <u>А. В. Котляров<sup>1</sup></u>, Ю. Р. Васильев<sup>1</sup>, В. С. Приходько<sup>2</sup> <sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kotlyarov@igm.nsc.ru <sup>2</sup>Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия, vladimir@itig.as.khb.ru

Расчетное моделирование с помощью программы PLUTON свидетельствует о том, что при формировании дунитов Гулинского массива существовали высокожелезистые (со средними концентрациями титана) расплавы, кристаллизация которых (начиная с 1210°С) приводила к образованию пироксенов между кумулятивными кристаллами оливина. При дальнейшем снижении температуры (с 1125°С) из расплавов с падающими содержаниями FeO и TiO<sub>2</sub> кристаллизуются клинопироксены пироксенитов. В случае Кондерского массива расчетное моделирование по программе PLUTON показывает возможность формирования косъвитов из пикро-базальтовых магм (начиная с 1350°С), а также кристаллизацию клинопироксенитов и оливин-диопсидовых пород из расплавов оливин-базальтового состава (начиная с 1250°С).

Ключевые слова: расчетное моделирование, пироксениты, пикро-базальтовые магмы, Гулинский и Кондерский массивы

## Conditions of Pyroxenite Formation at the Platinium Bearing Ultrabasic Massifs of the Siberian Platform

V. A. Simonov<sup>1</sup>, <u>A. V. Kotlyarov</u><sup>1</sup>, Yu. R. Vasiliev<sup>1</sup>, V. S. Prihodko<sup>2</sup> <sup>1</sup>VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia <sup>2</sup>Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia

Computational modelling by means of program PLUTON has shown that during formation of dunites from the Gulinsky massiv were existed high ferriferous (with the average content of the titan) melts, which crystallization (since 1210°C) led to formation of pyroxenes between cumulative olivine crystals. At further temperature decrease (since 1125°C), from melts with falling contents of FeO and TiO<sub>2</sub>, clinopyroxenes of pyroxenites were formed. In the case of the Kondersky massif computational modelling under program PLUTON testifies to possibility of kosvite formation from picrite-basaltc magmas (since 1350°C) and crystallization of clinopyroxenites and olivine-diopside rocks from melts of olivine-basalt composition (since 1250°C).

Keywords: computational modelling, pyroxenites, picrite-basaltc magmas, Gulinsky and Kondersky massifs

В последние годы в хромшпинелидах из ультраосновных комплексов Восточной Сибири были найдены расплавные включения, изучение которых позволило не только установить решающую роль магматических систем при формировании ультрабазитов, но и выяснить особенности кристаллизации дунитов концентрически-зональных платиноносных массивов (Кондерский, Инаглинский и Чадский), располагающихся в структурах Юго-Востока Сибирской платформы [1, 2]. Получена также информация по расплавным включениям в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Север Сибирской платформы) [3, 4], в ультрамафитах которого известны заметные содержания платиноидов [5, 6]. Таким образом, анализ расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах дал возможность определить условия генезиса дунитовых «ядер» ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах продолжаются, что позволяет выяснить новые закономерности магматических систем, принимавших участие в процессах формирования ультраосновных массивов Сибирской платформы. Обработка оригинальных данных по расплавным включениям в хромшпинелидах из дунитов с помощью современных расчетных компьютерных программ позволила наиболее обоснованно рассмотреть физико-химические условия кристаллизации не только самих дунитов, но и пироксенитов, являющихся составной частью ультраосновных массивов Сибирской платформы.

Для определения температурного режима кристаллизации пород, а также с целью выяснения особенностей эволюции магматических систем, принимавших участие в формировании ультраосновных массивов Сибирской платформы было проведено расчетное моделирование с использованием программ PETROLOG [7] и PLUTON [8]. За основу расчетов взяты составы расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов. При этом характерные черты процессов кристаллизации и эволюции магматических расплавов детально рассмотрены с помощью обеих программ на примере Гулинского и Кондерского массивов. В результате расчетного моделирования с помощью двух программ (PETROLOG и PLUTON) на основе данных по составу включений в хромшпинелидах определены максимальные температуры кристаллизации оливинов дунитов Гулинского (1520-1420°C) и Кондерского (1545-1430°C) массивов. Для выяснения особенностей эволюции расплавов Гулинского массива после завершения формирования основной массы дунитовых оливинов были проведены расчеты по программе PLUTON, показавшие возможность кристаллизации (начиная с температуры  $1210^{\circ}$ C) клинопироксенов из высокожелезистого и с относительно повышенным титаном расплава. Далее (с  $1125^{\circ}$ C) в расплаве существенно падает железо и уменьшается титан. Учитывая то, что клинопироксены равновесны с расплавом, мы можем полученные результаты расчетов связать с реальными объектами. В частности, по соотношению TiO<sub>2</sub> – FeO для клинопироксенов из пород Гулинского массива максимумом FeO при относительно среднем TiO<sub>2</sub> обладают пироксены из интеркумулуса дунитов. Минимум титана при падающих средних значениях железа содержат клинопироксены из пироксенитов. Таким образом, при формировании дунитов Гулинского массива существовали высокожелезистые (со средним содержанием титана) расплавы, кристаллизация которых (при температурах начиная с  $1210^{\circ}$ C) приводила к образованию клинопироксенов в пространстве между кумулятивными кристаллами оливина. При дальнейшей эволюции и снижении температуры (начиная с  $1125^{\circ}$ C) из расплавов с падающими содержаниями FeO и TiO<sub>2</sub> формировались клинопироксены из пироксеновых дунитов и пироксенитов.

Кондерский массив (по сравнению с Гулинским) обладает более простым строением и набором пород. Как показали наши исследования, расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов также характеризуются меньшим разнообразием. Расчеты по программе PLUTON фракционной кристаллизации для включений с пикритовым и пикробазальтовым химическими составами показали начало кристаллизации оливинов соответственно около  $1545^{\circ}$ С и  $1435^{\circ}$ С, что согласуется с данными, полученными по PETROLOG ( $1530^{\circ}$ С и  $1430^{\circ}$ С). При снижении температуры оливины продолжают накапливаться из эволюционирующего расплава, но начиная с примерно  $1270^{\circ}$ С кристаллизуется практически исключительно клинопироксен. Для расчета поведения расплава (соответствующего по химическому составу оливиновому базальту) были взяты данные по включению в хромшпинелиде Кондерского массива, имеющему близкие по соотношению SiO<sub>2</sub> и MgO к включениям, использованным в моделировании магматических процессов формирования Гулинского массива. Согласно проведенным расчетам по программе PLUTON, эти расплавы кристаллизовались с началом образования клинопироксенов около  $1250^{\circ}$ С (PETROLOG – около  $1270-1240^{\circ}$ С). Практически одновременно с пироксенами (около  $1240^{\circ}$ С) появляются оливины (PETROLOG –  $1240-1230^{\circ}$ С).

В целом, расчетное моделирование с помощью программы PLUTON показало, что при формировании дунитов Гулинского массива существовали высокожелезистые (со средним содержанием титана) расплавы, кристаллизация которых (начиная с 1210°С) приводила к образованию пироксенов между кумулятивными кристаллами оливина. При дальнейшей снижении температуры (начиная с 1125°С) из расплавов с падающими содержаниями FeO и TiO<sub>2</sub> формировались клинопироксены из пироксенитов. В случае Кондерского массива расчетное моделирование по программе PLUTON свидетельствует о возможности формирования из пикробазальтовых магм косьвитов (начиная с 1350°С) и кристаллизации из расплавов оливин-базальтового состава клинопироксенитов и оливин-диопсидовых пород (начиная с 1250°С).

## Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014

1. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы / В. А. Симонов, В. С. Приходько, С. В. Ковязин // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 579-598.

2. Петрогенезис дунитов Чадского массива, Сибирская платформа (данные по расплавным включениям в хромшпинелидах) / В. А. Симонов, В. С. Приходько, С. И. Ступаков, А. В. Котляров // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2014. С. 102-103.

3. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) / В. А. Симонов [и др.] // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464, № 3. С. 341-345.

4. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) / В. А. Симонов [и др.] // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2153-2177.

5. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) / Л. Н. Когарко, А. В. Уханов, Н. Е. Никольская // Геохимия. 1994. № 11. С. 1568-1576.

6. Малич К. Н., Лопатин Г. Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 247-257.

7. Danyushevsky L. V., Plechov P. Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. Vol. 12, № 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

8. Лавренчук А. В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тез. докл. Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105-106.

*Котляров Алексей Васильевич*, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

### Петрогенезис гипербазитов из офиолитов Горного Алтая

© В. А. Симонов, А. В. Куликова, <u>А. В. Котляров</u>, С. И. Ступаков Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kotlyarov@igm.nsc.ru

Полученные данные по химическим составам пород свидетельствуют об участии магматических расплавов при формировании Чаган-Узунского ультрамафитового массива. Информация о хромшпинелидах свидетельствует о формировании массива в палеогеодинамических условиях срединно-океанических хребтов. Результаты анализов амфиболов позволили установить высокие параметры (до 5 кбар) палеоокеанического метаморфизма ультрабазитов.

Ключевые слова: офиолиты, гипербазиты, палеоокеанический метаморфизм, Чаган-Узунский массив.

# Petrogenesis of Ultramafic Rocks from the Altai Mountains Ophiolites

V. A. Simonov, A. V. Kulikova, <u>A. V. Kotlyarov</u>, S. I. Stupakov VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

The obtained data on a chemical composition of rocks shows participation of melts at formation of the Chagan-Uzun ultramafic massif. The information on Cr-spinels speaks about massif formation at the paleogeodynamic conditions of mid-oceanic ridges. Results of the amphibole analysis allowed to establish high parametres (to 5 kbar) of the oceanic metamorphism. Keywords: ophiolites, ultramafic rocks, paleooceanic metamorphism, Chagan-Uzun massif

Reywords: opiniones, untainane rocks, paleooceanic metanorphism, Chagan-Ozun massi

Офиолиты Горного Алтая рассматриваются во многих публикациях [1-5]. Наиболее детально исследованы офиолитовые ассоциации в юго-восточной части региона – в районе Чаган-Узунского гипербазитового массива. В то же время, несмотря на длительное внимание, многие вопросы, связанные с генезисом этого ультраосновного комплекса, остаются открытыми.

Детальные исследования составов гипербазитов и слагающих их минералов позволили получить новые данные о процессах формирования и преобразования пород Чаган-Узунского массива, представленных серпентинитами (апогарцбургитовыми и аполерцолитовыми), перидотитами и пироксенитами. Среди пород с первичными минералами преобладают гарцбургиты, содержащие оливины, ортопироксены, хромшпинелиды и серпентины. Присутствуют амфиболы, часто развивающиеся по клинопироксенам, что свидетельствует о наличии лерцолитовых парагенезисов.

Согласно химическому составу (диаграммы AFM и CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO) большая часть ультрамафитовых пород Чаган-Узунского массива приурочена не только к полю тектонизированных метаморфических перидотитов, но и к области перекрытия тектонитов и магматитов. Пироксениты принадлежат к ультраосновным кумулятам.

По соотношению Ni-Cr ультраосновные породы Чаган-Узунского массива располагаются на границе между тектонизированными метаморфическими гипербазитами и кумулятивными магматогенными ультрамафитами расслоенного комплекса. Максимум никеля (до 1400 ppm) содержится в гарцбургите, который явно располагается в поле тектонизированных гипербазитов. В то же время для остальных гарцбургитов, содержащих реликты клинопироксена (замещенные амфиболом) данные по рассмотренным редким элементам показывают возможность их формирования при участии расплавов. Пироксениты приурочены к области кумулятивных ультрамафитов.

Акцессорные хромшпинелиды из гарцбургитов Чаган-Узунского массива на классификационных диаграммах располагаются в большинстве случаев в поле хромпикотитов (алюмохромпикотитов и хромпикотитов). Хромшпинелиды из пироксенитов относятся в основном к хромпикотитам и алюмохромпикотитам.

По соотношению хромистости и магнезиальности акцессорные хромшпинелиды из гипербазитов Чаган-Узунского массива кардинально отличаются от хромитов других офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области прежде всего значительно меньшими значениями Cr# (в основном до 40). Они практически полностью располагаются в поле хромитов из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта. Хромшпинелиды из пироксенитов находятся в поле минералов из слабоизмененных ультраосновных пород Узбекского массива (содержащих клинопироксен) в фундаменте Западной Сибири. В целом, данные по хромшпинелидам убедительно свидетельствуют о том, что в отличие от офиолитов Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, хромиты из которых (с высокой хромистостью) показывают островодужные характеристики, офиолиты Чаган-Узунского массива обладают явно океаническим происхождением.

Исследования составов амфиболов, большинство которых развивается по клинопироксенам, показали, что кроме тремолитов присутствуют и другие разновидности, свидетельствующие о существенных параметрах преобразования ультрамафитовых пород Чаган-Узунского массива. В случае пироксенитов явно преобладает магнезиальная роговая обманка. В гарцбургитах с максимально измененными хромшпинелидами присутствуют в основном тремолиты и тремолитовые роговые обманки с единичными проявлениями магнезиальных роговых обманок. Для гарцбургитов с реликтами клинопироксенов характерны исключительно магнезиальные роговые обманки.

Присутствие различных амфиболов прямо свидетельствует о многообразии метаморфических процессов преобразования ультраосновных пород Чаган-Узунского массива. На основе данных по составу амфиболов были рассчитаны параметры давления метаморфизма. Часть гарцбургитов была под воздействием вторичных систем при небольших давлениях – 0.7-0.9 кбар. В других случаях давление было значительно больше (2.1-4 кбар) и могло достигать 3.6-5.1 кбар. Для пироксенитов устанавливаются промежуточные значения давлений метаморфических процессов – 1.4-2.6 кбар.

Сравнение составов амфиболов из гипербазитов Чаган-Узунского массива с опубликованной ранее информацией [6] показало их сопоставимость с минералами океанического этапа метаморфизма. Эти данные подтверждаются тем, что рассмотренные амфиболы из древних гипербазитов близки по ряду химических характеристик к изученным нами ранее амфиболам из ультраосновных пород зоны разлома Вима в Центральной Атлантике [7].

В целом, полученные данные по химическому составу пород показывают участие расплавов при формировании гипербазитов Чаган-Узунского массива. Информация по хромшпинелидам говорит о формировании массива в палеогеодинамических условиях срединно-океанических хребтов. Об этом же свидетельствуют результаты анализа амфиболов, позволившие установить достаточно высокие параметры (до 5 кбар) океанического метаморфизма.

### Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014 и проекта РФФИ № 16-35-00109

1. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области / Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.

2. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.

3. Кузнецов П. П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 97 с.

4. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая / Н. Л. Добрецов, В. А. Симонов, М. М. Буслов, С. А. Куренков // Геология и геофизика. 1992. № 12. С.3-14.

5. Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

6. Скляров Е. В., Добрецов Н. Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 3-14.

7. Строение и деформации пограничной зоны кора-мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика / А. А. Пейве, Г. Н. Савельева, С. Г. Сколотнев, В. А. Симонов // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16-35.

*Котляров Алексей Васильевич*, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

# Интрузивы нижнеталнахского типа: петрология и рудная минерализация (Норильский район)

© С. Ф. Служеникин<sup>1</sup>, К. Н. Малич<sup>2</sup>, А. В. Григорьева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,

sluzh@igem.ru; grig@igem.ru

<sup>2</sup> Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, dunite@yandex.ru

Нижнеталнахский тип принадлежит к группе меланократовых базит-гипербазитовых интрузивов. В участках высокой мощности они дифференцированы от габбро-диоритов до пикритов и троктолитов. Породы основной расслоенной серии отличаются высокими содержаниями MgO (7-28 мас.%), низкой титанистостью (TiO<sub>2</sub> - 0,39-0,66 мас.%) и низкой хромистостью (Сr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не более 0,04 мас.%). Интрузивы характеризуются высокими значениями начального изотопного состава Sr, низкими значениями  $\epsilon$ Nd, меньшей чем в рудоносных массиваз величиной  $\delta^{34}$ S (1,8-9,7 ‰), высокими значениями  $\gamma$ Os (35-117).

Ключевые слова: Норильский район, нижнеталнахский тип интрузивов, пикриты, троктолиты, изотопия Sr, Nd, Os.

# The Nizhnetalnakh Type of Intrusions: Petrology and Ore Mineralization (Noril'sk Region)

S. F. Sluzhenikin<sup>1</sup>, K. N. Malich<sup>2</sup>, A. V. Grigoryeva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS),

Moscow, Russia, sluzh@igem.ru; grig@igem.ru

<sup>2</sup> A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry,

Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia, dunite@yandex.ru

The Nizhnetalnakh type belongs to the group of melanocratic mafic-ultramafic intrusions. These intrusions in their thick sections are differentiated from picrite and troctolite to gabbrodiorite. Rocks of the main layered series are characterized by high MgO content (7-28 mass.%), low Ti (0.39-0.66 mass.% TiO<sub>2</sub>) and low Cr (<0.04 mass.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) contents. The intrusions show high Sr<sub>i</sub> and low  $\epsilon$ Nd values, decreased  $\delta^{34}$ S (1.8-9.7 ‰) lower than in ore-bearing intrusions as well as elevated  $\gamma$ Os (35-117).

Keywords: Noril'sk region, Nizhnetalnakh intrusions, picrite, troctolite, Sr-Nd isotopes, Os isotopes.

Меланократовые интрузивы нижнеталнахского типа, наряду с мезократовыми дифференцированными интрузивами с промышленными рудами и лейкократовыми дифференцированными интрузивами зубовского и круглогорского типов, являются постоянными магматическими образованиями Норильского (Нижненорильский и Зеленогривский интрузивы), Талнахского (Нижнеталнахский интрузив) и Северохараелахского (интрузив Клюквенный) рудных узлов [1].

Интрузивы образуют субпластовые тела с раздувами до 400 м. В участках высокой мощности они дифференцированы от габбро-диоритов до пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. В участках пониженной мощности высокомагнезиальные породы выпадают из разреза.

В разрезе интрузивов выделяются (рис. 1): 1 – верхняя габбровая серия: контактовые оливиновые габбро-долериты, габбро-диориты, безоливиновые призматически-зернистые габбро-долериты; 2 – основная расслоенная серия: безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые габбродолериты и троктолиты (пикриты и троктолиты распространены в участках повышенной мощности интрузивов, где составляют до 50% разреза); 3 – нижняя габбровая серия: такситовые, такситовидные и контактовые габбро-долериты.

Средневзвешенная магнезиальность интрузивов составляет 14-16 мас.% (от 7 до 28 мас.%). Породы верхней габбровой серии отличаются высоким содержание SiO<sub>2</sub> (до 52 мас.%), щелочей (Na<sub>2</sub>O до 4 мас.%), K<sub>2</sub>O (до 2 мас.%) и пониженными содержаниями MgO (не более 8 мас.%). Породы основной расслоенной серии высокомагнезиальны (MgO – 15-28 мас.%), низкотитанистые (TiO<sub>2</sub> – 0,39 – 0,66 мас.%) и низкохромистые (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – не более 0,04 мас.%).

Оливиновые габбро-долериты основной расслоенной серии имеют пойкилоофитовую, офитовую и пойкилитовую структуры. Оливин (Fo<sub>74-81</sub>) образуют субидиоморфные, изометричные и ксеноморфные зерна, плагиоклаз (An<sub>73-83</sub>) – призматические кристаллы и широкие таблицы, клинопироксен (Fs<sub>7-9</sub>) – пойкилокристы с включениями зерен плагиоклаза и оливина. Постоянно присутствует (3-6 об.%) ортопироксен (En<sub>73-75</sub>)и флогопит (Mg# 70-80).

*Троктолиты* пироксеновые: (Ol<sup>10-30</sup>Pl<sup>40-60</sup>Cpx<sup>10-30</sup>) в Нижнеталнахском интрузиве; (Ol<sup>30-40</sup>Pl<sup>40-50</sup>Cpx<sup>5-10</sup>) – в Зеленогривском интрузиве. Оливин (Fo78-82) образует субидиоморфные, изометричные, реже ксеноморфные зерна. Широкие таблицы и крупные призмы плагиоклаза (Ап<sub>83-87</sub>) обуславливают порфировую структуру пород. Пойкилокристы клинопироксена по составу отвечают авгиту (Fs<sub>7-9</sub>Wo<sub>43-45</sub>En<sub>46-48</sub>). Ортопироксен (En<sub>73-82</sub>) образует каймы вокруг оливина.

Такситовые габбро-долериты нижней габбровой серии развиты спорадически. Они сложены крупными субидиоморфными кристаллами оливина (Fo<sub>71-73</sub>), пойкилокристами клинопироксена с вростками плагиоклаза и мелкозернистым агрегатом пироксена и плагиоклаза с офитовой структурой. В такситах отмечаются участки серпентинизированного гранобластового агрегата оливина (Fs<sub>76</sub>).



#### Нижнеталнахский интрузив

Рис.1. Вариации количества и состава породообразующих минералов по разрезам Нижнеталнахского и Зеленогривского дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов. 1 – габбро-диориты, 2 – анортозиты, 3 – 5 – габбродолериты: 3 – безоливиновые, 4 – оливинсодержащие. 5 – оливиновые; 6 – троктолиты; 7 – пикритовые габбродолериты; 8 – контактовые габбродолериты; 9 – долериты; 10 – вмещающие породы

Пикриты встречаются во всех разрезах интрузивов, главным образом, в участках раздувов их мощности. Они образуют прослои среди троктолитов. Оливин (Fo<sub>78-83</sub>) слагает кумулус пород в количестве 30-45 об.%. Плагиоклаз (An<sub>83-94</sub>) образуют порфировые выделения и вростки (An<sub>75-87</sub>) в оливине, а также призматические кристаллы в интеркумулусе. Клинопироксен соответствует авгиту (Fs<sub>7-9</sub>Wo<sub>42-45</sub>En<sub>44-49</sub>). Ортопироксен вокруг зерен оливина наиболее магнезиален (En<sub>80-84</sub>). Постоянно присутствует в количестве 3-7об.% флогопит (Mg# 74-84).

Оксидная минерализация в основном представлена ильменитом и титаномагнетитом. Хромшпинелиды обнаруживаются очень редко, они образуют мелкие (не более 20 мкм) шаровидные зерна в оливине. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них не превышает 20 мас.%.

Концентрации цветных металлов в породах массивов нижнеталнахского типа незначительны: Ni 0,04-0,13 до 0,23 мас.%, Cu 0,01-0,16 до 0,38%. Большая часть валового никеля падает на его твердые растворы в оливине. Ni/Cu = 0,55-1,4 и достигает 3 и более единиц, в то время как это отношение для вкрапленных руд Талнаха составляет 0,32-0,56, а Норильска 1 – 0,65-0,69, т. е. массивы нижнеталнах-ского типа обеднены медью по сравнению с рудоносными массивами. Концентрация Со в массивах нижнеталнахского типа равна 50-260 г/т. Отношение Co/S = 60-350 до 600. Для вкрапленных руд Талнаха Co/S = 47-73, Норильска 1 Co/S=19-71, т. е. в расчете на сульфидную массу породы нижнеталнахских массивов обогащены кобальтом, что минералогически выражается в повышенном содержании этого металла в пентландите (до 7 мас.%).

Сульфиды составляют в основном 2,5-3 об.%, в некоторых участках – 10%. В единичных пересечениях количество сульфидов достигает 30-40%. Они образуют мелкие (до 2 мм) интерстициальные вкрапленники и гораздо реже овоидные выделения размером до 10 мм.

Сульфидная минерализация представлена тремя парагенетическитми ассоциациями: 1) пирротин гексагональный + халькопирит + пентландит; 2) троилит + пирротин гексагональный + Fe- пентландит + Fe-халькопирит (путоранит)±кубанит; 3) пирротин моноклинный + халькопирит+ Ni-пентландит.

Вторая ассоциация характерна для пород богатых оливином, первая – для верхних частей интрузива и третья – для нижних эндоконтактов массивов. Концентрация благородных металлов в массивах нижнеталнахского типа крайне низкая. Содержание платиновых металлов в сумме составляет 0,02-0,25 до 0,40 г/т. В пересчете на сульфидную массу концентрация этих элементов значительно меньше, чем в других типах руд. Сумма ЭПГ/S=0,08-0,26 редко до 0,46, в то время как эти отношения для вкрапленных руд Талнаха составляют 0,81-1,5; Норильска 1 до 3,5; Черногорского массива 3,5-8,5. Pt/Pd=0,07-0,47. Для массивных Pt-Cu-Ni-руд эти соотношения равны 0,25-0.45.

#### Nd-Sr систематика

Нижнеталнахский, Нижненорильский и Зеленогривский интрузивы характеризуются одновременно весьма высоким значением начального изотопного состава стронция и наиболее низкими значениями єNd, занимая на бинарной диагамме єNd – <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr специфическую позицию, отличную от промышленно-рудоносных массивов норильского типа (рис.2) [2].



Рис.2. Вариации начального изотопного состава в координатах єNd – <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (T=250 млн лет) для интрузивов нижнеталнахского типа. Для сравнения показаны Nd-Sr изотопные характеристики пород из промышленно-рудоносных интрузивов Норильской провинции

## Изотопия серы и осмия

В порядке увеличения значений  $\delta^{34}$ S интрузивы нижнеталнахского типа расположены следующим образом: Нижненорильский (3,8 – 7,7, среднее – 5,0±0,3), Нижнеталнахский (1,8 – 8,0, среднее – 6,6±0,6), Зеленогривский (6,8 – 9,7, среднее – 8,4±0,6). Эти значения значительно ниже, чем в промышленно-рудоносных интрузивах [4].

Для безрудных интрузивов нижнеталнахского типа характерны высокие значения γOs: 35 – 117, по сравнению с промышленно-рудоносными и рудоносными массивами: 4,14 и 4,32, соответственно [3].

Приведенные петрологические, геохимические и изотопно-геохимические характеристики указывают на резкое различие безрудных, но сульфидоносных интрузивов нижнеталнахского типа от рудоносных интрузивов норильского типа.

В рамках общей модели интрузивного магматизма и рудообразования, базирующейся на механизме корово-мантийного взаимодействия, наши интрузивы нижнеталнахского типа характеризуются, как мантийные расплавы, наиболее контаминированные коровым (нижнекоровым) материалом.

1. Геология и рудоносность Норильского района / О. А. Дюжиков [и др.]. М.: Недра, 1988. 279 с.

2. Опытно-методические работы по разработке прогнозно-поскового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель и кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край) / О. В. Петров [и др.] // Известия ВСЕГЕИ. 2008. Т. 8 (56). С. 248-262.

3. Malich K. N., Latypov R. M. Re-Os and S-isotope constraints on timing and source heterogeneity of PGE-Cu-Ni sulfide ores: a case study at the Talnakh ore junction (Russia) // Canadian Mineralogist. 2011. V. 49, N 6. P. 1653-1677.

4. Malich K. N., Latypov R. M., Badanina I. Yu., Sluzhenikin S. F. Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes. // Lithos. 2014. V. 204. P. 172-187.

*Служеникин Сергей Федорович*, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГЕМ РАН, Москва

## ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ: от звездной пыли до Нового океана

© В. Ф. Смолькин

Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия, v.smolkin@sgm.ru

В Геологическом музее впервые реализован масштабный музейный Проект «ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ». Авторами его являются доктора геол.-минерал. наук В. Ф. Смолькин, А. В. Ткачев, Ю. Г. Гатинский и дизайнер – М. В. Нижегородцева (ГГМ РАН). В основу проекта положены обобщения и анализ современных знаний по различным направлениям: образование Солнечной системы, Земли и ее спутника Луны; возникновение и изменение состава атмосферы и гидросферы; формирование первичной земной коры; зарождение, развитие и распад суперконтинентов; процессы мантийного и внутрикорового магматизма; процессы выветривания, оледенения и седиментогенеза; образование наиболее крупных аккумуляций полезных ископаемых; зарождение жизни и ее эволюция на протяжении всей геологической истории с отражением периодов катастроф, в течение которых происходило вымирание значительности части организмов.

Ключевые слова: Музейный проект. Эволюция геологических процессов. Первичная базальтовая и гранитная кора. Суперконтиненты. Мантийный и коровый магматизм. Осадконакопление. Зарождение и развитие биоты. Фотосинтез и кислородные революции. Рудные и нерудные месторождения.

## **EARTH PLANET: From Space Dust to New Ocean**

#### V. F. Smolkin

Vernadsky state geological museum, Moscow, Russia

EARTH PLANET project is implemented in Vernadsky State Geological Museum. The authors of the project are doctors of geological-mineralogical sciences V. F. Smolkin, A. V. Tkachev, Yu. G. Gatinsky and designer – M. V. Nizhegorodtseva (SGM RAS).

The base of the project is summary and analysis of the modern knowledge on different directions such as: formation of the Solar system, Earth and its satellite Moon; appearance of atmosphere and hydrosphere and alteration of their composition; formation of primary Earth's crust; origination, development and disintegration of super continents; mantle and inner crust magmatism; erosion processes, glaciation and sedimentogenesis processes; formation of the most large accumulations of mineral deposits; origination of life and its evolution on the whole geological history with the reflection of the main periods of hazards brought to extinction of the main part of organisms.

The project has graphical representation in the form of wall poster of the size  $1.2 \times 8.5$  meters (Fig. 1). The main important dated events from the beginning of Earth Planet formation and on the whole further history of its geotectonic development are shown on the general scale of geological time. The events are shown separately for each knowledge branch in the field of geology: planetology and geodynamics; magmatism, sediments accumulation and relief; hydrosphere, atmosphere and climate, biosphere, mineral resources. Mineral resources are divided be special colored marks into following groups: mineral deposits related to basic magmatism and in connection with alkali magmas; granite genic, including pegmatites, greisen and skarns, volcanogenic massif sulphide deposits; sediment-epigene and sedimentary.

Isotopic age of the oldest substance on Earth and Moon is given on this poster, it is possible to restore the early history of Earth-Moon system formation on the base of it, and also are given periods of maximum meteorite bombing, intense growth of Earth's crust and its destruction, "oxygen revolutions", «Ediacaran phenomenon and skeletal revolution" "global and vast glaciations", "catastrophic organisms extinctions", initial generation of Atlantic and Indian new oceans and formation of modern orogenic fold systems, and other reference events.

The present project illustrates interconnection of different Earth's spherical layers and their alteration on the general time scale, and allows to analyze cause-effect connections between different processes.

Keywords: Museum project. Evolution of geological processes. Primary basalt and granite the crust. The supercontinents. Mantle and crust magmatism. Sedimentation. The origin and development of biota. Photosynthesis and the oxygen revolution. Metallic and nonmetallic deposits.

В Геологическом музее реализован музейный Проект «ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ». Авторами его являются доктора геолого-минералогических наук Смолькин В.Ф., Ткачев А.В., Гатинский Ю.Г. и дизайнер – М.В. Нижегородцева (ГГМ РАН).

В основу Проекта положены обобщения и анализ современных знаний по различным направлениям: образование Солнечной системы, Земли и ее спутника Луны; возникновение и изменение состава атмосферы и гидросферы; формирование первичной земной коры; зарождение, развитие и распад суперконтинентов; процессы мантийного и внутрикорового магматизма; процессы выветривания, оледенения и седиментогенеза; образование наиболее крупных аккумуляций полезных ископаемых; зарождение жизни и ее эволюция на протяжении всей геологической истории с отражением периодов катастроф, в течение которых происходило вымирание значительности части организмов.

Проект имеет графическое выражение в виде настенного плаката размером 1.2×8.5 метра, часть которого приведена на Рис. 1. На общей шкале геологического времени показаны важнейшие датированные события от начала формировании планеты Земля и на всей дальнейшей истории ее геотекто-

нического развития. События показаны раздельно для каждой области знаний в области геологии: планетология и геодинамика; глобальный магматизм; осадконакопление и рельеф; гидросфера; атмосфера и климат; биосфера; полезные ископаемые. Полезные ископаемые разделены на следующие группы, показанные значками разного цвета: базитовые и в связи с щелочными магмами; гранитные, включая пегматиты, грейзены и скарны; вулканогенно-колчеданные; осадочно-эпигенетические и осадочные.

На плакате приведен изотопный возраст самого древнего вещества Земли и Луны, на основании которых восстанавливается ранняя история формирования системы Земля-Луна, а также отражены периоды максимальной метеоритной бомбардировки, интенсивного роста земной коры и ее разрушения, "кислородных революций", "эдиакарского феномена и скелетной революции", "глобальных и обширных оледенений", "катастрофических вымираний организмов", заложения и формирования Атлантического и Индийского молодых океанов и современных горно-складчатых систем, и других реперных событий.



Рис. 1. Фрагмент плаката ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ, отражающий события на ранней ее геологической истории.

Данный проект наглядно демонстрирует взаимосвязь различных оболочек Земля и их изменение на общей шкале времени, и позволяет анализировать причинно-следственные связи между разными процессами.

*Смолькин Валерий Федорович*, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ГГМ РАН, Москва

#### Эволюционные особенности металлогении хрома в истории Земли

## © <u>В. Ф. Смолькин,</u> А. В. Ткачев

Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия,

v.smolkin@sgm.ru

Исследования выполнены на основе анализа Базы данных крупных и суперкрупных месторождений мира, имеющей общедоступную через Интернет ГИС-версию. Минимальные ресурсы для хромитовых месторождений приняты 5 млн тонн. Общее количество объектов 21, их интегральные ресурсы Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляют 9576 млн тонн. Для анализа эволюционных тенденций использована концепция суперконтинентальной цикличности, разделяющая геологическую историю литосферы на кенорский (> 2,25 млрд лет), колумбийский (1,35–2,25 млрд лет), родинийский (1,35–0,75 млрд лет), пангейский (0,75– 0,19 млрд лет) и амазийский (текущий незавершенный) циклы, что позволило рассматривать совместно в единых глобальных моделях геотектонические, петрологические и металлогенические процессы. Для кенорского и колумбийского циклов характерным является приуроченность месторождений к магматическим комплексам разного состава, для пангейского и амазийского – исключительно к офиолитовым комплексам. Родинийский цикл является полностью безрудным.

Ключевые слова: Металлогения хрома. Крупные и сверхкрупные месторождения. Суперконтиненты. Месторождения в расслоенных и офиолитовых комплексах.

# Evolutionary Features of the Chromite Metallogeny through the Earth History

### V. F. Smolkin, A. V. Tkachev

Vernadsky's State Geological Museum of RAS, Moscow, Russia, v.smolkin@sgm.ru

It is defined on the base of complex analysis of large and super large chromium deposits that its endogenic ore deposits are irregularly formed during Kenorland, Colombian, Pangaean and Amazian super continental cycles and connected with two types of objects. All industrial deposits of Kenorland and Columbian cycles related to stratiform type in layered and differentiated intrusions, but Pangaean and Amazian related to polymorphous one, in oceanic ophiolite complexes. Rodinian cycle relating to chromite mineralization, is ore-free.

Keywords: Metallogeny chromium. Large and super-large deposits. The supercontinents. Deposits in layered and ophiolitic complexes.

Хром является стратегическим металлом, и уровень его потребления является одним из индикаторов промышленного развития страны. Его единственным промышленным минералом является хромит. Общие ресурсы хромитовых руд, подсчитанные для 47 стран, составляют 15 млрд тонн. Подтвержденные запасы хромитовых руд, разведанных в 27 странах для 300 месторождений составили в 2012 г. 4,6 млрд тонн [1]. Из них 92% сосредоточены в ЮАР, Казахстане и Зимбабве, в пределах которых расположены супергигантские месторождения – соответственно Бушвельд, Кемпирсай и Великая дайка. Около 6% приходится на Индию, Финляндию, Филлипины, Турцию и Албанию, 0,5% – на Россию. Доля России в добычи руды варьирует в пределах 2-4% мирового производства.

Для анализа использована информация из Базы данных крупных и суперкрупных месторождений (БД КСКМ) мира, имеющей общедоступную через Интернет ГИС-версию. Описание структуры ГИС-проекта и составляющих его информационных слоев, а также его сервисные возможности опубликованы в работе [2]. Минимальные ресурсы для хромитовых месторождений составляют 5 млн тонн. Таких объектов 21, а их интегральные ресурсы Сг<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляют 9576 млн тонн.

Для анализа эволюционных тенденций использована концепция суперконтинентальной цикличности, позволяющая разделить геологическую историю литосферы на ряд циклов: кенорский (> 2,25 млрд лет), колумбийский (1,35–2,25 млрд лет), родинийский (1,35–0,75 млрд лет), пангейский (0,75– 0,19 млрд лет) и амазийский (текущий незавершенный), а также рассматривать совместно в единых глобальных моделях геотектонические, петрологические и металлогенические процессы [3]. Ранее была выполнена аналогичная работа, посвященная сульфидообразованию в истории Земли [4].

Кенорский цикл. Древнейшее хромитовое проявление в виде слоя мощностью до 3 м приурочено к дунитам эоархейского расслоенного массива мафит-ультрамафитов, расположенного в пределах древнейшего супракрустального комплекса Акилиа (Гренландия) и пересеченного тоналитами с возрастом 3,81 млрд лет. Месторождения, небольшие по запасам, но имеющие промышленный интерес, находятся в гнейсовом блоке Токве кратона Зимбабве. Они локализованы в буддинированных фрагментах дифференцированных силлов коматиитов с возрастом ≥3,35 млрд лет (рис. 1).

Наиболее древние месторождения кенорского суперконтинентального цикла представлены стратиформными залежами массива Сукинда, который входит в состав мезоархейского комплекса дифференцированных силлов Сукинда-Баула-Нуасахи (кратон Сингбум, Индия). В пределах зеленокаменного пояса Шуругви (кратон Зимбабве) располагается одноименное рудное поле. Оруденение приурочено к интенсивно дислоцированным телам ультрамафитового состава, возможно, ранее составляющих единую крупную залежь. Через 100 млн лет на кратоне Нейн сформировался ультрамафит-габбро-анортозитовый комплекс Фискенаессет. Руды, представленные низкохромистым типом, приурочены к преобладающим лейкократовым породам.

В неоархее сформировались стратиформные залежи крупного масштаба в дифференцированном силле Мак-Флодз в зеленнокаменном поясе Сачиго (Канада) и в широко известных расслоенных комплексах Стиллуотер и Великая Дайка. В массиве Стиллуотер промышленное значение имеют два хромитовых горизонта – G и H. В Великой Дайке в разных камерах насчитывают до 10-14 хромитовых горизонтов, из которых не менее половины представляет практический интерес. Вблизи комплекса залегают многочисленные россыпи ближнего сноса. Вместе они составляют хромитовый гигант, занимающий по ресурсам второе место в мире. Среди руд преобладают высокохромистый тип металлургического сорта.



Рис. 1. Распределение суммарных ресурсных потенциалов КСКМ хрома в истории Земли и по суперконтинентальным циклам. 1-3 типы КСКМ: 1 – стратиформные, 2 – подиформные, 3 – россыпные. Вертикальный масштаб – логарифмический

На завершении кенорского цикла, в начале палеопротерозоя, на Фенноскандинавском щите сформировались в два этапа (2525-2485 и 2450-2430 млн лет) расслоенные интрузивные комплексы, многие из которых являются хромитоносными. Руды сосредоточены в зонах ультрамафитовых пород. Месторождение Кеми (Финляндия) одноименной интрузии активно эксплуатируется уже более сорока лет. Месторождения Сопчеозерское в Мончеплутоне, Большая Варака в Имандровском комплексе (Кольский п-ов) и Аганозерское в Бураковском плутоне (Карелия) уступают ему по качеству сырья, так как не содержат руды металлургического сорта. Эти объекты только намечаются к освоению. Доля кенорского цикла в суммарном потенциале КСКМ хрома равна 42,9%.

Колумбийский цикл. Главный импульс формирования хромитовых месторождений пришелся на середину палеопротерозоя. Он начался на кратоне Сан-Франсиску (Бразилия), где в расслоенной интрузии со значительным преобладанием ультрамафитовых пород возникли стратиформные залежи месторождения Жакуриси. Это крупнейший хромитовый объект Южной Америки.

Около 30 млн лет спустя произошло внедрение крупнейшего Бушвельдского комплекса. Все промышленные горизонты хромитовых руд локализованы в его мощной (1,3-1,5 км) ритмичной зоне перехода от ультрамафитовой к мафитовой зоне. Известно 15 рудных слоев, объединяемых в три группы – нижняя (L), средняя (М) и верхняя (U). Все они в разных сегментах комплекса разведывались и были затронуты отработкой. Максимально эксплуатируются самые мощные и с высоким качеством сырья слои LG6 и MG1. В Бушвельдском комплексе есть хромитовое сырье всех видов, но в большинстве горизонтов доминирует более дешевый, чем металлургический, хромит химического и огнеупорного сортов. Тем не менее, масштабы оруденения в данном комплексе столь грандиозны, что по ресурсам всех видов хромитового сырья он является абсолютным лидером в мире.

Почти одновременно с Бушвельдском комплексом возникли месторождения Нкомати в массиве Уиткомст, но его масштабы на три порядка меньше этого соседнего супергиганта. Чуть больше, чем в Нкомати, но того же порядка ресурсы установлены в Южно- и Северо-Сарановском месторождениях

одноименной расслоенной интрузии Сараново-Вишерского пояса Урала. Отработка хромитовых руд, залегающих в ультрамафитовой зоне, ведется с 1889 г. по настоящее время.

Суммарная доля колумбийского цикла составляет 53,5%, из них 95% приходится на Бушвельд.

Родинийский цикл в хромитовой металлогении никак не представлен.

Пангейский цикл принципиально отличается в металлогении хрома от более древних циклов, так как все его месторождения связаны только с офиолитовыми океаническими комплексами, позднее обдуцированными на континентальную кору. Хромитовое оруденение в подобных комплексах известны в неоархее и протерозое, но все они мелкие и реального интереса не представляющие. Самые ранние (ордовик-силур) и самые крупные в этом типе КСКМ являются два объекта – Рай-Из на северном, а Кемпирсай на южном концах Уральского пояса. Залежи последнего в совокупности создают крупнейший объект подиформного типа и третий по величине ресурс хромита в мире, причем, с высокой долей металлургических сортов в общих запасах. Рай-Изский комплекс почти на два порядка меньше своего аналога. КСКМ пангейского цикла в сумме занимают только 3,2% в глобальном потенциале.

В амазийском цикле подиформный тип среди КСКМ представлен месторождениями Булкиза в Балканском поясе и Масинлок на о-ве Лусон (Филлипины). Вокруг них, а также в других районах Альпийско-Гималайского пояса (Турция и др.) и Циркум-Пацифики много мелких, редко – средних по запасам однотипных месторождений. Около одного из них, Ниа-Нуа (Вьетнам), сформировались крупномасштабные хромитовые россыпи, источником для которых послужили мелкие промышленные залежи и рассеянная минерализация в офиолитах одноименного комплекса. Это единственный известный объект такого размера в россыпном типе, не имеющий масштабный источник промышленных коренных руд. Доля цикла небольшая – 0,4%.

Таким образом, у хрома, как ни у какого другого вида сырья большая степень концентрирования основных ресурсов в очень немногочисленных объектах: только три из них (два – расслоенных и один офиолитовый комплексы) заключают в себе 96,3% ресурсов КСКМ. Максимальная интенсивность накопления этого металла связана с кенорским и колумбийским циклами, в которых все промышленное оруденение заключено в стратиформных месторождениях, залегающих в пределах интрузий, внедрившихся в континентальную кору. В пангейском и амазийском циклах промышленные месторождения представлены исключительно подиформными залежами, возникшими в океанических обстановках и в последующем обдуцированными на континентальную кору.

Отмеченные тенденции хорошо согласуются с современными моделями теплофизической эволюции мантии. Так, установлено, что средние температуры мантии [7], а также источников плюмов и базальтов СОХ [6] в ней имеют устойчивый тренд к снижению от архея к кайнозою, который принципиально совпадает с трендом изменения тепловой энергии, получаемой в объеме Земли за счет распада теплогенерирующих радиоактивных элементов – K, U и Th [5]. В результате оказывается, что период стратиформного хромитового оруденения закончился тогда, когда среднемантийная температура упала ниже 1500 ℃, а в верхнемантийных источниках базальтов СОХ – ниже 1450 ℃.

# Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН (№2 «Магмы, флюиды и рудообразование в различных геодинамических обстановках»)

1. Смолькин В. Ф. Хром: найден в России, получен во Франции // Металлы Евразии. 2014. №1. С. 48-49.

2. Веб-ГИС «Крупнейшие месторождения мира» / А. В. Ткачев [и др.] // Геоинформатика. 2015. № 1. С. 47-59.

3. Ткачев А. В., Рундквист Д. В. Глобальные тенденции в эволюции металлогенических процессов как отражение суперконтинентальной цикличности // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 4. С. 295–318.

4. Смолькин В. Ф., Ткачев А. В. Эволюция сульфидообразования в геологической истории Земли // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона // Труды XIII Всерос. Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во R&M. 2016. С. 214-216.

5. Labrosse S., Jaupart C. Thermal evolution of the Earth: secular changes and fluctuations of plate characteristics // Earth Planet. Sci. Letters. 2007. V. 260. P. 465-481.

6. Komiya T. Material circulation through time – chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle // Superplumes: beyond plate tectonics. Yuen D.A., Maruyama S., Karato S. et al., eds. New York: Springer, 2007. P. 187–234.

7. Arevalo R., McDonough W.F., Luong M. The K/U ratio of the silicate Earth: insights into mantle composition, structure and thermal evolution // Earth Planet. Sci. Letters. 2009. V. 278. P. 361–369.

*Смолькин Валерий Федорович*, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ГГМ РАН, Москва

# Безникелевый медистый талфенисит сульфидоносных плагиоклазовых лерцолитов Йоко-Довыренского интрузива, Северное Прибайкалье

© Э. М. Спиридонов

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

В плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в мелких гнездах магматогенных троилита, пентландита, кубанита, халькопирита и хлорсодержащего флогопита развиты редкие мелкие вростки пневматолитовых PGM (геверсит, сперрилит, инсизваит, нигглиит, звягинцевит...) и сульфида Tl-Fe-Cu. Состав этого сульфида соответствует безникелистому медистому талфениситу, мас. %: Tl 34.94; Ag 0.13; Fe 24.05; Co 0.18; Cu 15.95; Cd 0.19; S 22,64; Cl 0.87; сумма – O = Cl2 98.75 %. Формула минерала (Tl6.24Ag0.04)6.28 (Fe15.32Cu9.16Co0.14Cd0.06)25.05S25.77Cl0.89], ~ Tl6(Fe,Cu)25S26Cl. Очевидно, что для талфенисита, как и для его калиевого аналога джерфишерита, характерны широкие вариации содержаний Fe-Ni-Cu.

Ключевые слова: пневматолитовый безникелевый медистый талфенисит.

## Ni-less Cupreous Thalfenisite from Sulfides-bearing Plagioclase Lherzolites of Ioko-Dovyrensky Intrusive, Northern Transbaycalia

#### E. M. Spiridonov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, ernstspiridon@gmail.com

Rare small intergrowths of pneumatolitic PGM (geversite, sperrylite; insizvaite, niggliite, zvyagintsevite...) and Tl–Fe–Cu sulphide are developed in little nests of magmatogenic troilite, pentlandite, cubanite, chalcopyrite and Cl-bearing phlogopite in plagioclase lherzolites from the lower part of hyperbasic-basic Ioko-Dovyrensky intrusive. The composition of the sulfide corresponds to Ni-less cupreous thalfenisite, wt.%: Tl 34.94; Ag 0.13; Fe 24.05; Co 0.18; Cu 15.95; Cd 0.19; S 22,64; Cl 0.87; sum – O = Cl<sub>2</sub> 98.75 %. The formula of the mineral is: (Tl<sub>6.24</sub>Ag<sub>0.04</sub>)<sub>6.28</sub>(Fe<sub>15.32</sub>Cu<sub>9.16</sub>Co<sub>0.14</sub>Cd<sub>0.06</sub>)<sub>25/05</sub>S<sub>25.77</sub>Cl<sub>0.89</sub>], ~ Tl<sub>6</sub>(Fe<sub>1</sub>Cu)<sub>25</sub>S<sub>26</sub>Cl. Obviously, wide variations of Fe-Ni-Cu contents is typical both for thalfenisite and its K-bearing analogue djerfisherite.

Keywords: pneumatolitic Ni-less cupreous thalfenisite.

Таллий – один из наиболее рассеянных микроэлементов, его кларк 0.0n г/т. В магматических процессах таллий – литофильный элемент, аналог калия, накапливается в поздних генерациях К-Na полевых шпатов, в частности, в амазоните. В низкотемпературных гидротермальных процессах таллий – типичный халькофильный элемент, накапливается совместно с As, Se, Hg, Sb, Ag, Au, образует множество сульфидов, сульфосолей и селенидов, входит в состав дисульфидов железа, реальгара, антимонита... [2]. Таллий – характерный микроэлемент высоко- и среднетемпературных пневматолитовых процессов, сопровождающих кристаллизующиеся обогащённые калием сульфидные и силикатные расплавы; подвижность таллия, вероятно, обеспечивали хлоридные комплексы; таллий фиксирован в щелочных сульфидах, аналогах сульфидов калия, – в талкусите Tl<sub>2</sub>(Cu,Fe)<sub>4</sub>S<sub>4</sub>[4], талфенисите Tl<sub>6</sub>(Fe,Ni)<sub>25</sub>S<sub>26</sub>Cl и таллиевом джерфишерите (K,Tl)<sub>6</sub>(Fe,Ni,Cu)<sub>25</sub>S<sub>26</sub>Cl [8]. Таллий – характерный микроэлемент средне- и низкотемпературных послевулканических фумарол; в их отложениях установлены разнообразные хлориды и иные минералы с таллием.

Позднепротерозойский Йоко-Довыренский перидотит – троктолит – габбро-норитовый интрузив размером 26×3.5×~5 км размещён в байкалидах северного Прибайкалья. Интрузив сформирован в гипабиссальной фации глубинности, окружающие его роговики принадлежат спуррит-мервинитовой фации. Интрузив в придонной части включает Байкальское месторождение сульфидных Cu-Ni руд с Pt-Pd минерализацией и несколько «горизонтов» малосульфидного оруденения с Pt-Pd минерализацией [1, 3, 5-7]. В низах толщи перидотитов широко распространены плагиоклазовые лерцолиты с рассеянной вкрапленностью и мелкими гнёздами магматогенных сульфидов – срастаний троилита, пентландита и кубанита или халькопирита. С этими сульфидами тесно ассоциирует флогопит, который содержит до 1-1.5 мас. % Cl [3]. В матрице плагиоклазовых лерцолитов в ассоциации с флогопитом, паргаситом, пентландитом, троилитом, кубанитом и халькопиритом установлены редчайшие мелкие до 10-12 микрон обычно неправильной формы вростки геверсита, сперрилита, инсизваита, нигглиита, налдреттита, звягинцевита. Это типичные послемагматические метасоматические образования, которые возникли путем замещения магматических сульфидов и, менее, силикатов под действием флюидов, вероятно, порождённых кристаллизующимися сульфидными расплавами, т. е. это пневматолитовые образования. Картина напоминает PGM норильских руд [9].

В одном из образцов сульфидоносных плагиоклазовых лерцолитов с акцессорной пневматолитовой минерализацией платины и палладия обнаружен сульфид Tl – Fe – Cu. Этот минерал образует цепочки мельчайших до 6 мкм метасоматических вростков уплощённой формы в краевой части кристаллов троилита. Состав минерала отвечает талфениситу, в составе которого Ni замещён Cu, – мас. %: Tl 34.94; Ag 0.13; Fe 24.05; O 0.18; Cu 15.95; Cd 0.19; S 22,64; Cl 0.87; сумма – O = Cl<sub>2</sub> 98.75 %. Формула минерала –  $(Tl_{6.24}Ag_{0.04})_{6.28}$ (Fe<sub>15.32</sub>Cu<sub>9.16</sub>Co<sub>0.14</sub>Cd<sub>0.06</sub>)<sub>25.05</sub>S<sub>25.77</sub>Cl<sub>0.89</sub>, что близко к Tl<sub>6</sub>(Fe,Cu)<sub>25</sub>S<sub>26</sub>Cl.

Талфенисит является таллиевым аналогом щелочного сульфида калия – джерфишерита [8], для которого характерны широкие вариации содержаний Fe-Ni-Cu [2]. Судя по находке в Йоко-Довыренском интрузиве, такие же вариации характерны и для талфенисита.

Содержания таллия в плагиоклазовых лерцолитах Йоко-Довыренского интрузива составляют от 0.02 до 0.28, чаще 0.06-0.15, в среднем 0.10 г/т (n=21) [1]. При столь ничтожных содержаниях таллия, появление его собственных минерало невозможно. Можно предположить, что возможность появления собственных минералов таллия, как и в норильских рудах, была обеспечена экстракцией таллия в сульфидный расплав, затем накоплением таллия в поздней фракции флюидов, возникших при кристаллизации сульфидного расплава. При взаимодействии такого флюида с твёрдыми фазами сульфидов и могли возникнуть сульфиды таллия – талкусит и талфенисит.

Автор благодарен А. А. Арискину, Е. В. Кислову и Г. С. Николаеву, которые предоставили материал для исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 16-17-10129), с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова

1. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации / А. А. Арискин [и др.] // Геохимия. 2009. № 5. С. 451–480.

2. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете / Т. Н. Чвилева [и др.]. М.: Недра. 1988. 505 с.

3. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд.-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

4. Талкусит Cu<sub>3-x</sub>Tl<sub>2</sub>Fe<sub>1+x</sub>S<sub>4</sub> – новый сульфид таллия из медно-никелевых руд Талнахского месторождения / В. А. Коваленкер, И. П. Лапутина, Т. Л. Евстигнеева, В. М. Изоитко // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105. Вып. 2. С. 202-206.

5. Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье) / Э. Г. Конников, Е. В. Кислов, Д. А. Орсоев // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. С. 545-553.

6. Закономерности размещения и особенности состава платиноносных горизонтов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье) / Д. А. Орсоев [и др.] // Докл. РАН. 1995. Т. 340. С. 225-228.

7. Благороднометальная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве / Д. А. Орсоев, Н. С. Рудашевский, Ю. Л. Крецер, Э. Г. Конников // Докл. РАН. 2003. Т. 390. С. 233-237.

8. Талфенисит – таллиевый аналог джерфишерита / Н. С. Рудашевский // Зап. ВМО. 1979. Ч. 108, Вып. 6. С. 696-701.

9. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах / Э. М. Спиридонов // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 5. С. 447-476.

*Спиридонов Эрист Максович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, профессор МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

# Хлордоминантный феррокиношиталит BaFe<sup>2+</sup>3[Cl<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>] метаморфогенно-гидротермальных образований Йоко-Довыренского интрузива (Северное Прибайкалье)

© Э. М. Спиридонов Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

В участках сульфидоносных плагиоклазовых лерцолитов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива, захваченных низкоградным метаморфизмом в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, в ассоциации с серпентинами, хлоритом - рипидолитом, баритом, гидрогроссуляром и марганцовистым гидрогроссуляром развиты псевдоморфозы Ba-Fe-Cl слюды - хлордоминантного феррокиношиталита по позднемагматическому флогопиту. Минерал содержит до 21 мас. % ВаО, 31 % FeO. 11 % Cl, f = 75.8-90.5. Состав наиболее богатого хлором образца отвечает  $(Ba_{0.83}K_{0.16})_{0.99}(Fe^{2+}_{2.63}Mg_{0.28}Fe^{3+}_{0.04}Al_{0.02}Cr_{0.01}Mn_{0.01})_3[(Cl_{1.86}OH_{0.12}S_{0.02})_2/Al_{1.86}Si_{2.14}O_{10}].$ 

Ключевые слова: метаморфогенно – гидротермальные серпентины, хлорит – рипидолит, хлордоминантный феррокиношиталит, барит, гидрогроссуляр.

# Chlorine-dominante Ferrokinoshitalite BaFe<sup>2+</sup><sub>3</sub>[Cl<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>] from Metamorphogenic-hydrothermal Associations of the Yoko-Dovyrensky Intrusive (Northern Transbaykalia)

#### E. M. Spiridonov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, ernstspiridon@gmail.com

Pseudomorphs of Ba-Fe-Cl mica – chlorine-dominant ferrokinoshitalite after late magmatic phlogopite in association with serpentines, chlorite – ripidolite, barite, hydrogrossular and Mn-bearing hydrogrossular are developed in sites of sulphide-bearing plagioclase lherzolites of hyperbasic-basic loko-Dovyrensky intrusive, captured by low grade metamorphism under conditions of prehnite-pumpellyite facies. The mineral contains up to 21 wt. % BaO, 31 % FeO, 11 % Cl. The composition of the most enriched with Cl specimen is  $(Ba_{0.83}K_{0.16})_{0.99}(Fe^{2+}_{2.63}Mg_{0.28}Fe^{3+}_{0.04}Al_{0.02}Cr_{0.01}Mn_{0.01})_3[(Cl_{1.86}OH_{0.12}S_{0.02})_2/Al_{1.86}Si_{2.14}O_{10}].$ 

Keywords: metamorphogenic-hydrothermal serpentine, chlorite - ripidolite, chlorine-dominante ferrokinoshitalite, barite, hy-drogrossular.

Минералы – концентраторы и носители бария в магматических горных породах – К-Na полевые шпаты и обогащённые калием плагиоклазы, при их отсутствии – флогопит, который в некоторых типах щелочных магматических пород содержит до 5 мас. % Ва и более. Флогопит в отложениях послевулканических гидротерм нередко содержит до 10 мас. % Ва.

Барий-доминантные полевые шпаты (и иные алюмосиликаты) и слюды развиты преимущественно в метаморфизованных горных породах и рудах. Эти минералы особенно характерны для метаморфизованных углеродисто-кремнистых пород и для метаманганолитов. Сонахождение Ва и Мп в природе достаточно распространено.

К настоящему времени установлены следующие минеральные виды бариевых диоктаэдрических и триоктаэдрических слюд [1, 6-9, 11]:

эллахерит Ba Al<sub>2</sub> [AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub> гантерит Ba Na Al<sub>4</sub> [Al<sub>3</sub>Si<sub>5</sub>O<sub>20</sub>] (OH)<sub>4</sub> черныхит Ba V<sub>2</sub> [Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub> анандит Ba Fe<sup>2+</sup><sub>3</sub> [Fe<sup>3+</sup>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] (OH) S киношиталит Ba Mg<sub>3</sub> [Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub> феррокиношиталит Ba Fe<sup>2+</sup><sub>3</sub> [Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub> феррикиношиталит Ba Fe<sup>3+</sup><sub>3</sub> [Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub> оксикиношиталит Ba Mg<sub>2</sub> (Ti, Fe<sup>3+</sup>) [Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>] (O,OH,S)<sub>2</sub>

Неопротерозойский Йоко-Довыренский перидотит – троктолит – габбро-норитовый интрузив размером 26×3.5×~5 км размещён в байкалидах северного Прибайкалья. Интрузив сформирован в гипабиссальной фации глубинности, окружающие его роговики принадлежат спуррит-мервинитовой фации. Интрузив в придонной части включает Байкальское месторождение сульфидных Cu-Ni руд с Pt-Pd минерализацией и несколько «горизонтов» гнёзд малосульфидных руд с Pt-Pd минерализацией [2-5]. В нижней части перидотитового горизонта широко распространены плагиоклазовые лерцолиты с рассеянной вкрапленностью и мелкими гнёздами магматогенных сульфидов – срастаний троилита, пентландита и кубанита или халькопирита. С этими сульфидами тесно ассоциируют пластинчатые кристаллы флогопита и их агрегаты, которые вросли в сульфидную массу и окружают минигнезда сульфидов. Этот позднемагматический флогопит содержит до 1-1.5 мас. % СІ [3] и до 0.n % Ва. Содержания бария в плагиоклазовых лерцолитах Йоко-Довыренского интрузива изменчивы и составляют от 36 до 313, в среднем 130 г/т (n=41); стронция – от 25 до 169, в среднем 86 г/т [2]. Величина Ва/Sr варьирует от 0.5 до 4, средняя 1.5. Вероятная причина повышенных содержаний бария в перидотитах – процессы контаминации исходно низкощелочных пикритовых расплавов [2-4].

По нашим наблюдениям, Иоко-Довыренский плутон и породы рамы захвачены многостадийным эпигенетическим низкоградным метаморфизмом погружения: первая стадия – образование лизардитовых серпентинитов в условиях цеолитовой фации; вторая стадия – образование антигоритовых и антигорит-хризотиловых серпентинитов с магнетитом и апобазитовых родингитов, апоскарновых брусититов, пренитовых, пектолитовых и иных пород по троктолитам и анортозитам в условиях пренит-пумпеллиитовой фации; третья стадия – образование лизардитовых серпентинитов, наложенных на антигоритовые и хризотиловые, в условиях цеолитовой фации. При этих процессах в отдельных участках, прежде всего в крупных и малого масштаба разломах – зонах дробления заметно изменился состав интрузивных пород с массовым развитием низкотемпературных минералов – серпентинов, хлоритов, клиноцоизита – эпидота, актинолита, альбита, пренита, гидрогранатов (гидрогроссуляр и иные), магнетита, хроммагнетита, брусита, талька, карбонатов, корренсита, пектолита, тоберморита, кварца, пирита, гидроксилапатита.... В метаморфизованных медно-никелевых рудах возникли масса пирита и бравоита, а также тиошпинели Fe-Ni-Co и миллерит, шендит и паркерит, заместившие пирротин и пентландит, борнит и халькозин, заместившие кубанит и халькопирит, арсениды Fe-Ni-Co. Точно такая же метаморфогенно-гидротермальная минерализация, но ничтожного масштаба, развита в интрузивных породах почти повсеместно. Картина эпигенетичного низкоградного метаморфизма горных пород и руд Йоко-Довыренского интрузива похожа на таковую в Норильском рудном поле [10].

Метаморфогенно-гидротермальные минералы Ва – барит и Cl-Ba-Fe слюда – хлордоминантный феррокиношиталит развиты в тех участках сульфидоносных плагиоклазовых лерцолитов, где весь позднемагматический флогопит замещен хлоритом – рипидолитом, часть оливина замещена серпентином, алюмохромит – хроммагнетитом, битовнит – гидрогроссуляром, в том числе обогащённым марганцем – до 7 мас. % MnO. Размер ксеноморфных выделений феррокиношиталита до 20 мкм, скоплений до 70 мкм. Как правило, феррокиношиталит замещает флогопит, изредка – плагиоклаз. Феррокиношиталит центра кристаллов менее железистый и беднее барием (ан. 1-3, табл.).

Таблица

№ ан.	1	2	3	4	5	6			
SiO <sub>2</sub>	23.26	22.98	21.24	21.42	21.01	20.76			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.17			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.78	16.14	16.24	15.95	15.58	15.41			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	-	-	-	-	0.51			
FeO	27.08	27.25	28.15	29.13	30.48	30.57			
MnO	нпо	0.15	0.12	0.10	0.13	0.15			
MgO	4.93	4.00	3.53	2.95	2.07	1.83			
CaO	нпо	1.03	0.36	0.30	нпо	нпо			
Na <sub>2</sub> O	нпо	0.16	0.18	0.17	нпо	нпо			
K <sub>2</sub> O	2.28	1.93	0.83	1.35	1.16	1.19			
BaO	18.24	18.11	19.39	19.89	20.99	20.48			
Cl	9.27	9.43	9.57	10.07	10.58	10.63			
S	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.12			
Сумма –	99.30	99.05	97.45	99.06	99.62	99.25			
O=Cl2									
Число атомов в формуле									
Si	2.25	2.27	2.15	2.17	2.16	2.14			
Al IV	1.75	1.73	1.85	1.83	1.84	1.86			
сумма	сумма 4								
Fe <sup>2+</sup>	2.20	2.25	2.38	2.46	2.62	2.63			
Fe <sup>3+</sup>	0.04	-	-	-	-	0.04			
Mg	0.71	0.59	0.53	0.45	0.32	0.28			
Mn	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
Al VI	0.05	0.15	0.08	0.08	0.05	0.02			

Химический состав (мас.%) хлордоминантного феррокиношиталита. Метаморфизованные сульфидоносные лерцолиты Йоко-Довыренского интрузива

Cr	-	-	-	-	-	0.01		
сумма				3				
Ва	0,69	0.70	0.77	0.79	0.85	0.83		
K	0.28	0.24	0.11	0.17	0.15	0.16		
Na	-	003	0.04	0.04	-	-		
Ca	-	0.11	0.04	0.03	-	-		
сумма	0.97	1.08	0.96	1.03	1.00	0.99		
Cl	1.52	1.58	1.64	1.73	1.84	1.86		
OH	0.48	0.11	0.36	0.17	0.10	0.12		
0	-	0.31	-	0.10	0.06	-		
S	-	-	-	-	-	0.02		
сумма	2							
f	75.8	79.4	81.8	84.7	89.3	90.5		

*Примечание*. F, Ti, V не обнаружены; нпо – ниже предела обнаружения. Количества FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитаны по балансу зарядов

Феррокиношиталит внешних зон более железистый и обогащен Ва и Cl (ан. 4-6). Минерал содержит до 21 мас. % ВаО, 31 % FeO, 11 % Cl, f = 75.8-90.5. Содержание бариевого минала – феррокиношиталита варьирует от 69 до 85. Описанная слюда – хлордоминантный феррокиношиталит, новый минеральный вид. Состав богатого хлором образца отвечает (Ba<sub>0.83</sub>K<sub>0.16</sub>)<sub>0.99</sub>(Fe<sup>2+</sup><sub>2.63</sub>Mg<sub>0.28</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.04</sub>Al<sub>0.02</sub>Cr<sub>0.01</sub>Mn<sub>0.01</sub>)<sub>3</sub> [(Cl<sub>1.86</sub>OH<sub>0.12</sub>S<sub>0.02</sub>)<sub>2</sub>/Al<sub>1.86</sub>Si<sub>2.14</sub>O<sub>10</sub>]. Источник бария и хлора – флогопит, замещенный рипидолитом (без бария и хлора), источник железа – троилит, замещенный пиритом.

В участках развития минералов Ва плагиоклазовые лерцолиты содержат 348-518 г/т бария и 4-6 г/т стронция. Эти данные свидетельствуют о заметной мобилизации – перераспределении бария и выносе стронция при процессах низкоградного метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации.

Автор благодарен А. А. Арискину, Е. В. Кислову и Г. С. Николаеву, которые предоставили материал для исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 16-17-10129), с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова

1. Черныхит – новая бариево-ванадиевая слюда из СЗ Каратау / С. Г. Анкинович [и др.] // Зап. ВМО. 1972. Ч. 100, Вып. 5. С. 76-83.

2. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации / А. А. Арискин [и др.] // Геохимия. 2009. № 5. С. 451–480.

3. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с..

4. Конников Э. Г., Кислов Е. В., Орсоев Д. А. Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. С. 545-553.

5. Благороднометальная минерализация в расслоенных ультрабазит – базитовых массивах юга Сибирской платформы / Н. Д. Толстых, Д. А. Орсоев, А. П. Кривенко, А. Э. Изох. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

6. Gnos E., Armbruster T. Kinoshitalite, Ba(Mg)<sub>3</sub>(Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>)O<sub>10</sub> (OH,F)<sub>2</sub>, a brittle mica from a manganese deposit in Oman: paragenesis and crystal chemistry // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 242-250.

7. Graeser S. G., Hetherington C. J., Giere R. Ganterite, a new barium-dominant analogue of muscovite from the Berisal Complex. Simplon region, Switzerland // Canad. Mineral. 2003. V. 41. P. 1271-1280.

8. Guggenheim S., Frimmel H. E. Ferrokinoshitalite, a new species of brittle mica from the Broken Hill mine, South Africa: structural and mineralogical characterization // Canad. Mineral. 1999. V. 37. P. 1445-145.

9. Pattiaratchi D. B., Saadi E., Sahama T.G. Anandite, a new barium iron silicate from Wilagedera, North Western Province, Ceylon // Mineral. Mag. 1967. V. 36. P. 1-4.

10. Spiridonov E. M., Serova A. A., Kulikova I. M. et al. Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt Mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // Canad. Mineral. 2016. V. 54. P. 1-24.

11. Tracy R. J. Ba-rich micas from the Franclin Marble, Lime Crest and Sterling Hill, New Jersey // Amer. Mineral. 1991. V. 76. P. 1683-1693.

*Спиридонов Эрнст Максович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, профессор МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва УДК 549.324.35 + 552.18 (571.53/55)

# Три генетических типа минералов благородных металлов в плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья

 © <u>Э. М. Спиридонов<sup>1</sup></u>, А. А. Арискин<sup>1, 2</sup>, Е.В. Кислов<sup>3, 5</sup>, Д. А. Орсоев<sup>3</sup>, Н. Н. Коротаева<sup>1</sup>, Г. С. Николаев<sup>2</sup>, Е. В. Путинцева<sup>4</sup>, И. В. Пшеницын<sup>1</sup>, В.О. Япаскурт<sup>1</sup>
 <sup>1</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com
 <sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия
 <sup>3</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
 <sup>4</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, С-Петербург, Россия

В сульфидоносных плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива неопротерозойского возраста развиты акцессорные минералы благородных металлов трёх генетических типов. 1 тип раннемагматический представляют включения Ir осмия, Pt-Ir осмия и лаурита в кумулятивных алюмохромите, изредка в оливине. 2 тип пневматолитовый представляют метасоматические вростки геверсита, сперрилита, инсизваита, нигтлиита, налдреттита, звягинцевита в интеркумулусных троилите, пентландите, халькопирите, паргасите и флогопите. 3 тип метаморфогенногидротермальный представляют платина, Pd платина, осарсит, ирарсит, платарсит, минералы ряда Au-Ag в срастаниях с серпентином, хлоритом, корренситом, карбонатом.

Ключевые слова: раннемагматические Ir осмий и лаурит; пневматолитовые геверсит, сперрилит, инсизваит, нигглиит, налдреттит, звягинцевит; метаморфогенно-гидротермальные платина, осарсит, ирарсит, платарсит, серебро.

# Three Genotypes of the Noble Metals' Minerals in Plagioclase Lherzolites whithin the bottom of the Yoko-Dovyren Ultramafic-mafic Intrusive at the Northern Baikal Region Baikalides

 <u>E. M. Spiridonov<sup>1</sup></u>, A. A. Ariskin<sup>1, 2</sup>, E. V. Kislov<sup>3, 5</sup>, D. A. Orsoev<sup>3</sup>, N. N. Korotaeva<sup>1</sup>, G. S. Nikolaev<sup>2</sup>, E. V. Putintseva<sup>4</sup>, I. V. Pschenitsin<sup>1</sup>, V. O. Yapaskurt<sup>1</sup>
 <sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, ernstspiridon@gmail.com
 <sup>2</sup>Vernadsky Institute Russian Academy of Science, Moscow, Russia
 <sup>3</sup>Geological Institute, Siberian Brabch of the Russian Academy of Science, Ulan-Ude, Russia
 <sup>4</sup>Sankt-Petersburg State University, S.-Petersburg, Russia

<sup>5</sup> Buryatian State University, Ulan-Ude, Russia

Three genotypes of the noble metals at sulphide-bearing plagioclase lheryzolites within the bottom of the ultramafic-mafic Yoko-Dovyren intrusive of neoproterozoic age are established: 1. The early magmatic type represented by the inclusions of Ir osmium, Pt-Ir osmium and laurite in cumulus Al-chromite and less often in olivine. 2. The pneumatogenic type represented by metasomatic inclusions of geversite, sperrylite, insizvaite, niggliite, naldrettite and zvyagintsevite in intercumulose troilite, pentlandite, chalcopyrite, pargasite and phlogopite. 3. The metamorphogenetic-hydrothermal type represented by platinum, Pd platinum, osarsite, irarsite, platarsite, minerals of a Au-Ag row in accretions with serpentine, chlorite, korrensite and carbonate.

Keywords: early magmatic Ir osmium and laurite; pneumatogenic geversite, sperrylite; insizvaite, niggliite, naldrettite, zvyagintsevite, metamorphogenic-hydrothermal platinum, osarsite, irarsite, platarsite, silver.

Неопротерозойский расслоенный Йоко-Довыренский перидотит-троктолит-габбро-норитовый интрузив размером 26×3.5×~5 км размещён в байкалидах Северного Прибайкалья. Интрузив окружён мощным ореолом контактово-метаморфизованных осадочных пород позднего протерозоя, в их числе пиритоносные углеродистые сланцы. Интрузив сформирован в гипабиссальной фации глубинности, поскольку роговики принадлежат спуррит-мервинитовой фации [5].

Интрузив в придонной части включает Байкальское месторождение сульфидных Cu-Ni руд с Pt-Pd минерализацией и несколько «горизонтов» малосульфидного оруденения с Pt-Pd минерализацией в пограничных областях между толщами троктолитов и габбро-норитов, троктолитов и перидотитов и среди этих толщ [1-6, 9, 12]. Ниже описана акцессорная минерализация благородных металлов в плагиоклазовых лерцолитах низов Йоко-Довыренского интрузива, включая новый для него тип – раннемагматическую минерализацию тугоплавких платиноидов Ru, Os и Ir.

Эти плагиоклазовые лерцолиты слагают идиоморфные и частично корродированные кристаллы кумулятивного оливина – хризолита  $Fo_{87-84}$ , чаще  $Fo_{86-85}$  размером от долей мм до  $3-4 \times 1.5-2$  мм, которые содержат мелкие кристаллы алюмохромита с 0.2-0.8 масс. % TiO<sub>2</sub>, бедного Fe<sup>3+</sup>, Mn. Zn. В хризолите развиты редкие тончайшие ламелли распада хромшпинелида и диопсида. В промежутках между кристаллами оливина размещены небольшие, обычно менее 50 микрон, овальные кристаллы и срас-

тания кристаллов кумулятивного алюмохромита, близкого по составу к включённому в оливин и несколько более глинозёмистому и титанистому (0.2-2.8 % TiO<sub>2</sub>), его содержание от долей до 5-7 об. %. Судя по составу хромшпинелидов, данные породы – продукты кристаллизации низкощелочного пикритового расплава, бедного водой. Поперечник ксеноморфных пойкилокристаллов авгита (mg# = 89-87) до 15 мм. Авгит содержит массу тонких пластинчатых ламеллей распада ромбического пироксена. Размер пойкилокристаллов бронзита (mg# = 87-86) обычно не превышает 12 мм. Размер ксеноморфных выделений не зонального плагиоклаза – битовнита Ап<sub>78-70</sub> редко превышает 3 мм. Количества пироксенов и плагиоклаза обычно соизмеримы, нередко плагиоклаз преобладает. С пироксенами и плагиоклазом ассоциируют титаномагнетит и ильменит. Титаномагнетит испытал окислительный отжиг и представлен ильменит-магнетитовыми срастаниями (матрица титанистого магнетита с пластинами распада ильменита). Плагиоклазовые лерцолиты содержат рассеянные микрогнёзда – срастания троилита и пентландита с подчинёнными халькопиритом или кубанитом, нередко с включениями пластин флогопита, ксеноморфные выделения флогопита и/или амфибола (паргасит до эденита), редкие апатит, магнетит, шпинель, бадделеит, циркон, цирконолит, пирохлор, торит, торианит, монацит. Флогопит и амфиболы содержат существенные количества хлора. Во внешней части срастаний Fe-Ni-Cu сульфидов находятся мельчайшие выделения галенита.

Акцессорная минерализация благородных металлов трёх генетических типов изучена в плагиоклазовых лерцолитах, обогащённых алюмохромитом, содержащих до 50 ppb Ru, 15 ppb Ir, 60 ppb Pt. В кристаллах кумулятивного алюмохромита с 0.2-0.8 масс. % TiO<sub>2</sub> установлены включения гексагональных пластинок иридистого осмия размером до 5 микрон. В кристаллах алюмохромита с 1.2-2.8 мас. % TiO<sub>2</sub> установлены включения пентагондодекаэдров лаурита размером до 4 микрон. Единичное срастание лаурита и иридистого осмия находится в алюмохромите с 1.1 % TiO<sub>2</sub>. Лаурит содержит 93-66 %, чаще 92-82 % минала RuS<sub>2</sub> (n = 10), 4-29, чаще 5-9 мас. % Os, 3.5-5.5 % Ir, до 0.7 % Pd. Содержание иридия в лаурите по мере роста концентрации осмия практически не меняется. Состав лаурита отвечает Ru<sub>0.66-0.92</sub>Os<sub>0.03-0.30</sub>Ir<sub>0.04-0.05</sub>Pd<sub>0-0.01</sub>S<sub>2.00-2.01</sub> (табл. 1, ан. 1-10). Распространён лаурит состава Ru<sub>0.82-</sub>  $_{0.91}$ Os $_{0.05-0.12}$ Ir $_{0.04-0.05}$ Pd $_{0-0.01}$ S $_{2.00-2.01}$ . Лаурит Йоко-Довырена по соотношению металл – сера стехиометричен. Аѕ и Se в его составе не обнаружены. Иридистый осмий 1 типа обогащён осмием (58-73, в среднем 64 мас. % Os) и рутением (3-8 % Ru), содержит 24-34 % иридия, до 1.4 % Au, 0.2 % Cu, 0.1 % Rh, его состав отвечает Os<sub>0.55-0.72</sub>Ir<sub>0.23-0.31</sub>Ru<sub>0.05-0.142</sub>Au<sub>0-0.015</sub>Cu<sub>0-0.005</sub>. Иридистый осмий 2 типа содержит 57-58 мас. % Os, 27-30 % Ir, 1.5-5.5 % Ru, около 10 % Pt, от следов до 0.2 % Pd, его состав отвечает Os<sub>0.51</sub>. 0.59Ir0.27-0.29Ru0.03-0.10Pt0.09-0.11; это платинисто-иридистый осмий. Срастание с лауритом образует иридистый осмий, обогащённый Ir, Pt и Ru. На диаграмме Ru-Os-Ir [11] составы иридистого осмия Йоко-Довырена расположены компактно в поле осмия. Состав иридистого осмия Йоко-Довырена весьма близок к составу экспериментального сплава, полученного при 1250° С и пониженной f<sub>52</sub> [10]. Хромистость (Cr#=58-69) и железистость (f=61-72) алюмохромита, содержащего лаурит или иридистый осмий, идентичны. Более титанистый алюмохромит, вероятно, кристаллизовался несколько позднее, как и включённый в него лаурит. Наличие иридистого осмия указывает на недосыщенность сульфидной серой пикритовой магмы в период массовой кристаллизации алюмохромита. Наличие срастаний лаурита и иридистого осмия, судя по диаграмме в [10], свидетельствует, что вероятная температура их кристаллизации не превышала 1250° С. Наличие собственных минералов Ru, Os, Ir в породах, содержащих первые десятки мг/т этих платиноидов, свидетельствует о поразительной степени магматической дифференциации. Лаурит и иридистый осмий перидотитов Йоко-Довыренского интрузива по составу и ассоциации наиболее близки к лауриту и иридистому осмию в хромититах альпинотипных гипербазитов,

В матрице плагиоклазовых лерцолитов, содержащих лаурит и иридистый осмий, в ассоциации с флогопитом, паргаситом, пентландитом, троилитом и халькопиритом установлены редчайшие мелкие до 10-12 микрон обычно неправильной формы вростки геверсита, сперрилита, инсизваита, нигглиита, налдреттита, звягинцевита. Состав геверсита (Pt<sub>0.91-0.95</sub>Pd<sub>0.05-0.06</sub>Ru<sub>0-0.04</sub>)<sub>1-1.01</sub>(Sb<sub>1.80-1.82</sub>Te<sub>0-0.11</sub>Bi<sub>0.09-0.12</sub>Sn<sub>0-0.02</sub>As<sub>0-0.02</sub>Se<sub>0-0.02</sub>)<sub>2-1.99</sub> (2), Sb – Ir сперрилита (Pt<sub>0.91</sub>Ir<sub>0.07-0.12</sub>Rh<sub>0-0.03</sub>)<sub>1.01-1.03</sub>(As<sub>1.83-1.95</sub>Sb<sub>0/04-0.13</sub>Sn<sub>0-0.01</sub>)<sub>1.97-1.99</sub> (2), Sb – Pb инсизваита (Pt<sub>1.01</sub>Pd<sub>0.02</sub>)<sub>1.03</sub>(Bi<sub>1.74</sub>Sb<sub>0.10</sub>Pb<sub>0.13</sub>)<sub>1.97</sub> (1), налдреттита Pd<sub>1.98</sub>Sb<sub>1.02</sub> (1), As нигглиита ra Pt<sub>1</sub>(Sn<sub>0.74</sub>As<sub>0.18</sub>Bi<sub>0.02</sub>Sb<sub>0.02</sub>Te<sub>0.02</sub>Se<sub>0.02</sub>)<sub>1</sub> (1), Hg-Cu звягинцевита (Pd<sub>2.58</sub>Cu<sub>0.38</sub>)<sub>2.96</sub> (Pb<sub>0.93</sub>Hg<sub>0.09</sub>Te<sub>0.02</sub>)<sub>1.04</sub> (1), в скобках дано число анализов, а также фаза Pd(Sb,Te,Pb,Bi)<sub>2</sub>. Более распространены халькогениды платины, менее халькогениды и интерметаллиды палладия. Установлен обогащённый иридием и сурьмой сперрилит. Это типичные послемагматические метасоматические образования, которые возникли путем замещения магматических сульфидов и, менее, силикатов под действием флюидов, вероятно, порождённых кристаллизующимися сульфидов и, менее, силикатов под действием флюидов, вероятно, порождённых кристаллизующимися сульфидов и, менее, силикатов под действием флюидов, вероятно, порождённых кристаллизующимися сульфидов и, менее, биликатов под действием флюидов, вероятно, порождённых кристаллизующимися сульфидов и, менее, силикатов под действием флюидов, вероятно, порождённых кристаллизующимися сульфидов и менее, силикатов под действием флюидов, вероятно, порождённых кристаллизующимися сульфидов и расплавами, т. е. это пневматолитовые образования. Картина напоминает PGM норильских руд [8].

Йоко-Довыренский интрузив тектонизирован, поставлен «на голову», разбит серией кососекущих мошных зон разломов, вдоль которых породы интенсивно серпентинизиваны, хлоритизированы, нередко превращены в родингиты. В небольшой степени эпигенетичная низкотемпературная метаморфогенно-гидротермальная минерализация развита в породах Йоко-Довырена повсеместно, подобно норильским [13]. В плагиоклазовых лерцолитах в секущих прожилках и гнёздах серпентина, хлорита, корренсита (± карбонаты, гидрогранаты, пренит...) и в их зальбандах установлены редкие мелкие выделения платины, Pd платины, осарсита, ирарсита, платарсита, золотистого серебра. Состав платины, мас. %: Pt 86.62 и 96.53, Pd 3.97 и 0.78, Ir 5.72 и нпо (ниже предела обнаружения), Rh 1.17 и нпо; Ru 0.68 и нпо; сумма 98.16 и 97.76 %. Состав палладистой платины, мас. %: Pt 90.21, Pd 8.34; сумма осарсита (Os<sub>0.66</sub>Ru<sub>0.24</sub>Ni<sub>0.06</sub>)<sub>0.96</sub>As<sub>1.12</sub>S<sub>0.92</sub>; ирарсита (Ir<sub>0.51</sub>Pt<sub>0.16</sub>Pd<sub>0.13</sub>Rh<sub>0.11</sub>Ni<sub>0.09</sub>)<sub>1</sub> 98.55 %. Состав  $(As_{0.89}Sb_{0.10})_{0.99}S_{1.01};$ богатого иридием платарсита (из срастания с платиной) (Pt<sub>0.46</sub>Ir<sub>0.32</sub>Ni<sub>0.09</sub>Os<sub>0.06</sub>Rh<sub>0.05</sub>Ru<sub>0.04</sub>)<sub>1.02</sub> (As<sub>1.07</sub>Sb<sub>0.11</sub>)<sub>1.18</sub>S<sub>0.80</sub>; селенистого платарсита (из срастания с самородной платиной) (Pt<sub>0.90</sub>Ir<sub>0.11</sub>Pd<sub>0.02</sub>)<sub>1.03</sub>As<sub>0.77</sub>S<sub>0.76</sub>Se<sub>0.44</sub>. Для поздних минералов благородных металлов характерно наличие в их составе селена.

Эти данные свидетельствуют о длительной многоэтапной истории формирования минералов благородных металлов в перидотитах низов Йоко-Довыренского интрузива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 16-17-10129), с использованием оборудования, приобретенного за счёт средств Программы развития Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова

1. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации / А. А. Арискин [и др.] // Геохимия. 2009. № 5. С. 451–480.

2. Качаровская Л. Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ, 1986. 24 с.

3. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд.-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

4. Конников Э. Г., Кислов Е. В., Орсоев Д. А. Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. С. 545-553.

5. Закономерности размещения и особенности состава платиноносных горизонтов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье) / Д. А. Орсоев [и др.] // Докл. РАН. 1995. Т. 340. С. 225-228.

6. Благороднометальная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве / Д. А. Орсоев, Н. С. Рудашевский, Ю. Л. Крецер, Э. Г. Конников // Докл. РАН. 2003. Т. 390. С. 233-237.

7. Магнезиальные скарны мервинитовой фации из ксенолитов в дунитах Довыренского массива / Н. Н. Перцев [и др.] // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 512-523.

8. Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356-1378.

9. Благороднометальная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы / Н. Д. Толстых [и др.]. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

10. Andrews D. R. A., Brenan J. M. Phase-equilibrium constrains on magmatic origin of laurite + Ru-Os-Ir alloy // Canad. Mineral. 2002. V. 40. P. 1705-1716.

11. Harris D. C., Cabri L. J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canad. Mineral. 1991. V. 29. P. 231-237.

12. Konnikov E. G., Meurer W. P., Neruchev S. S. et al. Fluid regime of platinum group elements (PGE) and gold-bearing reef formation in the Dovyren mafic-ultramafic layered complex, eastern Siberia, Russia // Mineral. Deposita. 2000. V. 35. P. 526-532.

13. Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I.M. et al. Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt Mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // Canad. Mineral. 2016. V. 54. P. 1-24.

*Спиридонов Эрнст Максович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, профессор МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

# Синтрапповая пневматолитовая и посттрапповая эпигенетическая метаморфогенно-гидротермальная минерализация благородных металлов в норильских сульфидных Co-Ni-Cu рудах

 © <u>Э. М. Спиридонов<sup>1</sup></u>, Э. А. Кулагов<sup>2</sup>, А. А. Серова<sup>1</sup>, Ю. Д. Гриценко<sup>1</sup>, Н. Н. Коротаева<sup>1</sup>, С. Н. Беляков<sup>2</sup>, Е. В. Середа<sup>2</sup>, И. Н. Тушенцова<sup>2</sup>
 <sup>1</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com
 <sup>2</sup> Норильский горно-металлургический комбинат им. А.П. Завенягина, Норильск, Россия

В норильских месторождениях проявлена не одна, а две стадии минерализации: 1. синтрапповая магматогенная, с которой связано формирование преобладающей массы PGE-Co-Ni-Cu сульфидных руд, и сопряжённая с ней пневматолитовая Rh-Ag-Au-Pt-Pd минерализация; 2. посттрапповая эпигенетическая метаморфогенно-гидротермальная (включающая регенеративную Pt-Pd-Ag минерализацию), порождённая региональным метаморфизмом погружения в условиях цеолитовой, затем пренит-пумпеллиитовой и вновь цеолитовой фаций. При процессах низкоградного метаморфизма норильских сульфидных руд произошла заметная мобилизация Ag, менее Pd, ещё менее Pt, мобилизация Au не установлена.

Ключевые слова: пневматолитовые твёрдые растворы PGE, Sb паоловит, инсизваит-геверсит-масловит, Cu-Ni тетраферроплатина, рустенбургит-атокит, станнопалладинит, таймырит-татьянаит, соболевскит, фрудит, электрум-кюстелит, сперрилит; метаморфогенно-гидротермальные высоцкит, палладоарсенид, винсентит, куперит.

# Syntrappean Pneumatolytic and Posttrappean Epigenetic Metamorphogenic-hydrothermal Mineralization of the Noble Metals in the Noril'sk Sulphide Co-Ni-Cu Ores

<u>E. M. Spiridonov<sup>1</sup></u>, E. A. Kulagov<sup>2</sup>, A. A. Serova<sup>1</sup>, Yu. D. Gritsenko<sup>1</sup>, N. N. Korotaeva<sup>1</sup>, S. N. Belyakov<sup>2</sup>, E. V. Sereda<sup>2</sup>, I. N. Tuschentsova<sup>2</sup> <sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, ernstspiridon@gmail.com <sup>2</sup>Zavenyagin Mine-Metallurgical Combine, Noril'sk, Russia

Within the Noril'sk mineral deposits, not one but two phases of mineralization are observed. 1. Syntrappean magmatogene type, which correlates closely with the formation of the prevailing PGE-Co-Ni-Cu sulphide ores, as well as the conjugate pneumatolytic Rh-Ag-Au-Pt-Pd mineralization. 2. Posttrappean epigenetic metamorphogenic-hydrothermal mineralization, including the regenerative Pt-Pd-Ag ores, which were all generated during sequential regional metamorphism to zeolite, prehnite-pumpellyite and zeolite facies. The noticeable mobilization of Ag during the processes of low-temperature metamorphism is established, whereas the mobilization of Pd and especially Pt is less well understood. The mobilization of Au is uncertain.

Key world: pneumatogenic solid solution of PGE, Sb paolovite, insiznaite – geversite -maslovite, Cu-Ni tetraferroplatinum, rustenburgite – atokite, stannopalladinite, taimyrite -tatiyanaite, sobolevskite, froodite, electrum – kustelite, sperrylite; metamorphogenic-hydrothermal vysotskite, palladoarsenide, vinsentite, cuperite.

К решению сложной проблемы формирования минералов Pd, Pt, Au и Ag в норильских сульфидных рудах стало возможным приступить, опираясь на результаты исследований М.Н. Годлевского, А.Д. Генкина, Э.А. Кулагова, В.Д. Бегизова, Т.Л. Евстигнеевой, А.А. Филимоновой, С.Ф. Служеникина, В.А. Коваленкера, В.В. Дистлера, В.К. Степанова, Н.С. Горбачёва, Г.А. Митенкова, наших собственных [1-5].

В норильских месторождениях проявлена не одна, а две стадии минерализации: 1. синтрапповая магматогенная, с которой связано формирование преобладающей массы PGE-Co-Ni-Cu сульфидных руд, и сопряжённая с ней пневматолитовая Rh-Ag-Au-Pt-Pd минерализация; 2. посттрапповая эпигенетическая метаморфогенно – гидротермальная (включающая регенеративную Pt-Pd-Ag минерализацию), порождённая региональным метаморфизмом погружения в условиях цеолитовой, затем пренитпумпеллиитовой и вновь цеолитовой фаций [5, 7, 9].

Плутоногенные сульфидные месторождения сопряжены с Норильским, Талнахским, Хараелахским и Масловским базитовыми интрузивами [1]; их возраст  $251 \pm 1-3$  Ма [8]. Изотопный состав свинца вулканитов, интрузивных пород и руд трапповой формации  $P_2 - T_1$  свидетельствует, что все эти образования имели единый мантийный источник, причём в заметной степени контаминированный веществом нижней коры [8]. Изотопный состав Pb рудоносных интрузивов и сульфидных руд Норильского и Талнахского рудных узлов в значительной степени различается – в Талнахском свинец заметно более радиогенный [6]. Установлен очень узкий диапазон вариаций изотопного состава свинца магматического PbSss и пневматолитовых галенита и алтаита, плюмбопалладинита и полярита Талнаха. Изотопный состав свинца звягинцевита и Pb-атокита Норильска существенно отличен от талнахского и находится в поле состава свинца норильских руд. Это свидетельствует о генетических связях платиноидной минерализации и сульфидных руд с конкретными интрузивами, о различных мантийных источниках для Норильского и Талнахского рудных узлов, о более высокой степени контаминации мантийных магм для Талнахского рудного узла, чем, возможно, и обусловлен его гигантский масштаб.

При оставании рудоносных интрузивов сульфидные расплавы были в значительной степени выжаты в эндо- и главным образом в их экзоконтактовые зоны, Их-за неравномерной нагрузки на кровлю рудоносных интрузивов большая часть сульфидных расплавов была выжата в головные части интрузивов, расположенные гипсометрически выше. Данный эффект действовал до окончания кристаллизации сульфидных расплавов, Поэтому легкоплавкие поздние медистые расплавы были выжаты из нижних и средних частей рудоносных интрузивов в головные части почти полностью [9]. Крупнейшее месторождение Pd на Земле – Хараелахская залежь сульфидных руд ~3000×1000×5-75 м залегает в придонной части и под головной частью Хараелахского интрузива. Руды слагают продукты субсолидусных превращений высокотемпературных сульфидных твёрдых растворов Mss, Iss, PbSss, которые кристаллизовались из сульфидных Ni-Cu-Fe и редких легкоплавких Pb-Ni-Fe-Cu расплавов, магнетит, титаномагнетит, ильменит, редкие апатит, графит, когенит. Максимальное количество Pd, Pt, Ag, Au и их минералов содержится в сульфидных жилах, сложенных эвтектическими срастаниями Iss и PbSss, и в их экзоконтактах [5]. Ареал распространения минералов благородных металлов несколько шире контуров магматогенных сульфидных залежей и совпадает с ореолами воздействия флюидов, выделенных при кристаллизации сульфидных расплавов. Пневматолитовые минералы благородных металлов однотипны во всех типах норильских руд, меняются их содержания и количественные соотношения. При их формировании Pd, Pt, Au, Ag, Sn, Te, As, Sb, Ві привнесены флюидами; Cu, Pb, Fe, Ni заимствованы из замещённых сульфидов. Так, маякит PdNiAs и меньшиковит Pd<sub>3</sub>Ni<sub>2</sub>As<sub>3</sub> заместили пентланлит.

Ранние PGM – это метакристаллы золото-содержащих твёрдых растворов с широкими замещениями Pt-Pd (Fe,Ni,Cu) и Sn-Sb-Bi-Pb-Te-As. Распространены срастания Аu тетраферроплатины с ламеллями Au-Pt-Pb атокита и Au-Pt-Pb атокита с ламеллями тетраферроплатины и метакристаллы PGM твёрлые растворы, валовый состав которых близок к эквиатомному (Pd,Pt,Au)(Sn,Sb,Bi,Te,As,Pb). Продукты их распада – Sb-паоловит (матрица), Te-Bi-геверсит, Te-Sbинсизваит, Sb-нигглиит (ламелли). РGM средней стадии – это продукты трансформации и собирательной перекристаллизации ранних PGM и обособленные метакристаллы мончеита, паоловита и алтаита; зональные кристаллы масловита – Те-Ві-геверсита – Те-Sb-инсизваита в массе алтаита; срастания тетраферроплатины, рустенбургита-атокита, звягинцевита, маякита, станнопалладинита, полярита, плюмбопалладинита; Sb-паоловита, инсизваита, стибиопалладинита... Один из наиболее распространённых минералов палладия норильских руд – паоловит, открытый в них Т.Л. Евстигнеевой [3]. Поздние образования средней стадии Pd-Pt-содержащие минералы группы медистого золота – аурикуприд и купроаурид и куприды-станниды Pt-Pd – таймырит и татьянаит. Последние слагают частичные и полные псевдоморфозы по рустенбургиту-атокиту. Поздние пневматолитовые PGM, алтаит и минералы Au-Ag образуют полиминеральные срастания и прожилки, сложные каймы замещения и обрастания вокруг более ранних PGM. Так, прожилки электрума секут вдоль спайности кристаллы паоловита и заключёгнные в них ламелли распада дихалькогенидов платины. Для поздней стадии характерны срастания фрудита, алтаита, Те-соболевскита, геверсита (без Bi), инсизваита (без Sb), гессита, садбериита, кабриита. Незональные электрум и кюстелит образуют графические срастания с РGМ внутри их агрегатов. Зональные электрум, кюстелит и Аu-серебро слагают оторочки гнёзд поздних PGM и прожилки. Зональность золотин плавная прямая (центр кристаллов богаче Au), обратная, осцилляционная, сложная и крайне сложная, пробность от 860 до 0, максимум пробности 350-100. Вероятной причиной широкого разнообразация состава минералов ряда Au – Ag являлись сильные вариации активности Те во флюидах. При высокой активности Те значительная часть Ад связывалась в гессите, и возникало высокопробное золото. При большом увеличении в богатых серебром золотинах не наблюдались структуры распада твёрдых растворов, хотя условия для распада – условия отжига были идеальными. Наиболее поздний из PGM – сперрилит, границы метакристаллов которого пересекли все типы более ранних PGM и все типы золотин. Мелкие метакристы сперрилита, заместившие геверсит, содержат до 11 % Sb. Метакристаллы сперрилита в пирротиновых рудах содержат микровключения холингвортита RhAsS. Итак, пневматолитовые минералы Pd, Pt, Au, Ag представлены интерметаллидами с Fe, Cu, Sn, Pb, Bi, Sb, теллуридами и арсенидами, сульфидов среди них нет [5], Условия их формирования: крайне низкая активность сульфидной серы, крайне низкий окислительный потенциал, температуры примерно от 450° до 350° С. Процесс формирования пневматолитовых минералов благородных металлов включал две стадии: 1. захват PGE высокотемпературными сульфидными твёрдыми pacтворами Mss, Iss, PbSss; 2. флюидная переработка PGE-содержащих Mss,

Iss и PbSss в резко восстановительных условиях и кристаллизация интерметаллидв Pd и Pt, теллуридов и арсенидов Pd и Pt, минералов группы медистого золота, ряда Au – Ag совместно с теллуридами Pb и Ag – алтаитом и гесситом [5].

Трапповая формация захвачена эпигенетичным метаморфизмом погружения трёх стадий – в условиях цеолитовой фации ЦФ (Rb/Sr возраст по апофиллиту 232-212 Ма), пренит-пумпеллиитовой фации ППФ (Rb/Sr возраст по апофиллиту 212-196 Ма) и вновь ЦФ (Rb/Sr возраст метабазальтов и по апофиллиту 187-122 Ма) [7, 9]. Метабазальты содержат проявления медно-цеолитовой формации, агатов, датолита и исландского шпата. Каждый образец норильских сульфидных руд содержит метаморфогенно-гидротермальные прожилки магнетита и макинавита. В метаморфизованных сульфидных рудах прожилки и гнёзда слагают ассоциации (от ранних к поздним): миллехалькопирит+пирротин+стильпномелан рит+халькопирит+пирит (ЦΦ),  $(\amalg \Phi - \Pi \Pi \Phi),$ борнит+магнетит+ангидрит (ППФ), халькозин+хизлевудит (ЦФ), валлериит+Ni-пирит (ЦФ), U-Ag-Bi-Со-Ni формация (Fe-Ni-Co арсениды и антимониды, самородные серебро, мышьяк и висмут, сульфиды и селениды Ag, Bi, Pb, Mn и Cd; уранинит в карбонатных и ангидрит-карбонатных жилах ( $II\Phi$ ), марказит+кварц+кальцит +гизингерит+точилинит (низкоТ ЦФ) [7]. Регенеративные минералы: самородное серебро (часто с 1–10 масс. % Нд), аргентопентландит, твёрдые растворы халькопирит – ленаит; голотип высоцкита PdS [2], с ним ассоциируют актинолит, хлорит, пренит, пумпеллиит, ильваит, миллерит, бабингтонит; состав высоцкита (Pd<sub>0.79</sub>Ni<sub>0.18</sub>Fe<sub>0.02</sub>)S [9]; псевдоморфозы Ад-паоловита (без Sb, Pt, Au) по пневматолитовому Sb-паоловиту; Pd-орселит, Pd-брейтгауптит; псевдоморфозы касситерита с соболевскитом и Sn-содержащим гидрогранатом по паоловиту; палладоарсенид Pd<sub>2</sub>As [9]; малышевит PdCuBiS<sub>3</sub> [9] и хараелахит (Pt,Cu,Pb,Fe,Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub> в рудах с борнитом [3]; оторочки палладия или куперита PtS на каймах замещения платины вокруг сперрилита. Процесс образования платины за счёт сперрилита Т.Л. Евстигнеева удачно назвала деарсенизацией [4]. Нами установлен тренд деарсенизации маякита PdNiAs, который замещают палладоарсенид Pd<sub>2</sub>As, далее винсентит Pd<sub>3</sub>As, изредка и палладий Pd [9]. В метаморфизованных рудах развиты такие странные парагенезы как рисовидный кварц и PGM. Итак, в норильских рудах метаморфогенно-гидротермальные минералы Pd, Рt, Au, Ag существенно отличны от пневматолитовых. При процессах низкоградного метаморфизма норильских сульфидных руд произошла мобилизация Ag, менее Pd, ещё менее Pt, мобилизация Au не установлена [9].

#### Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-00241)

1. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений / А. Д. Генкин [и др.]. М.: Наука, 1981. 234 с.

2. Генкин А. Д., Звягинцев О. Е. Высоцкит – новый сульфид палладия и никеля // Зап. ВМО. 1962. Ч. 91, Вып. 6. С. 718-725.

3. Евстигнеева Т. Л., Генкин А. Д. Платинометальная минерализация норильских Cu-Ni руд // Геология медноникелевых м-ний СССР. Л.: 1990. С. 98-106.

4. Евстигнеева Т. Л., Ким А. А., Некрасов И. Я. О деарсенизации сперрилита в природе // Минерал. журнал. 1990. Т. 12, № 3. С. 90-96.

5. Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356-1378.

6. Спиридонов Э. М., Голубев В. Н., Гриценко Ю. Д. Изотопный состав свинца галенита, алтаита и интерметаллидов палладия сульфидных руд Норильского рудного поля // Геохимия. 2010. № 8. С. 867-875.

7. Спиридонов Э. М., Гриценко Ю. Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация Норильского рудного поля. М.: Научный мир, 2009. 218 с.

8. Czamanske G. K., Wooden J. L., Zientek H. L. et al. Geochemical and isotopic constrains of the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming systems // Sudbury – Noril'sk Symposium. Ontario Geological Survey, 1994. Spec. V. 5. P. 313-341.

9. Spiridonov E. M., Serova A. A., Kulikova I. M. et al. Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt Mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // Canad. Mineral. 2016. V. 54. P. 1-24.

*Спиридонов Эрнст Максович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, профессор МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

# Реальные соотношения эффузивных траппов и рудоносных интрузивных траппов Норильского рудного поля

# © <u>Э. М. Спиридонов<sup>1</sup></u>, Э. А. Кулагов<sup>2</sup>, В. К. Степанов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com <sup>2</sup> Норильский горно-металлургический комбинат им. А.П. Завенягина, Норильск, Россия

Норильские рудоносные интрузивы – одни из наиболее поздних образований трапповой формации P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub> Восточно-Сибирской платформы. Вся толща вулканических пород этой трапповой формации совместно смята в брахисинклинали. Пути внедрения расплавов эффузивной толщи и рудоносных интрузивов совершенно различные. Недеформированные рудоносные интрузивы пересекли и контактово метаморфизовали смятые платобазальты. В платобазальтах данной формации отсутствуют даже небольшие скопления сульфидов. Состав оливина и хромшпинелидов платобазальтов и пород рудоносных интрузивов заметно отличаются. Итак, фактические данные не подтверждают интересную гипотезу В.А. Радько о прохождении через интрузивные камеры огромного количества базальтовых расплавов, сформировавших вулканические толщи трапповой формации, которые «оставили» в интрузивных камерах свой «рудный груз».

Ключевые слова: Норильское рудное поле, соотношения эффузивных и рудоносных интрузивных траппов.

# The Real Ratios of the Effusive and Ore-bearing Intrusive Traps at the Noril'sk Ore Field

<u>E. M. Spiridonov<sup>1</sup></u>, E. A. Kulagov<sup>2</sup>, V. K. Stepanov<sup>1</sup> <sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, ernstspiridon@gmail.com <sup>2</sup>Zavenyagin Mine-Metallurgical Combine, Noril'sk, Russia

Noril'sk ore-bearing intrusives are one of the latest forming of a trap formation of  $P_2$ - $T_1$  age within the East Siberian platform. The trappean formation's sequence of volcanic rocks is jointly crumpled forming the brachysynclinal folds. There are different ways of fusion implementation of the effusive series and ore-bearing intrusives. The undisturbed ore-bearing intrusives crossed the plateau basalts metamorphosing it along their contacts. There are no any sulfide secretions within the plateau basalts of this formation. The composition of olivine and chromespinels of plateau basalts, as far as ore-bearing intrusive rocks, noticeably differs. Therefore, the actual data does not confirm the V. A. Radko interesting hypothesis concerning the passing of enormous amount of the basalt fusion through intrusive cameras, which had been formed the volcanic series of trappean formation depositing the ore.

Keywords: the Noril'sk ore field, ratios of the effusive and ore-bearing intrusive traps.

Для магматических сульфидных месторождений Норильского рудного поля характерна аномально высокая мощность сульфидных залежей при скромной мощности рудоносных интрузивов. Интересную гипотезу для объяснения этих соотношений выдвинул Виктор Александрович Радько [1]. Суть ее в том, что через камеры рудоносных интрузивов прошли огромные массы базальтовых расплавов, которые не только сформировали толщу эффузивов трапповой форрмации, но и «оставили» в этих камерах свой «рудный груз». Эта гипотеза была подхвачена западными учёными и в настоящее время крайне популярна.

Посмотрим, насколько с этой интересной гипотезой согласуются данные по реальной геологии Норильского рудного поля, а также рассмотрим некоторые особенности размещения в нем рудных залежей.

Норильское рудное поле расположено в C3 углу дорифейской Восточно-Сибирской платформы, в зоне краевых дислокаций. Это область повышенной мобильности, где платформенный чехол мощностью 8-18 км заметно дислоцирован и разбит множеством разломов. Трапповая формация  $P_2$ - $T_1$  плитного чехла Восточно-Сибирской платформы включает норильские и талнахские Ag–Au–Pt–Pd–Co–Ni-Cu рудно-магматические системы мирового класса. Мощность толщи платобазальтов в Норильском регионе до 4 км, с учётом эрозионного среза – до 5.5 км (оценка В.А. Радько). Их сопровождают интрузивы и дайки. Со-Ni-Cu месторождения – плутоногенные. Они сопряжены с Норильскими, Талнахским и Хараелахским – Таймырским интрузивами оливиновых и пикритовых габбро-долеритов – пикритов – троктолитов – анортозитовых габбро-норитов – габбро-диоритов – плагиолерцолитов [4]. Изотопный возраст платобазальтов, интрузивных базитов, магматических сульфидных Со-Ni-Cu руд –  $251 \pm 1-3$  Ма [5, 6, 8, 9]. Изотопный состав свинца вулканитов, интрузивных пород и руд трапповой формации  $P_2 - T_1$  свидетельствует, что все эти образования имели единый мантийный источник, причём в заметной степени контаминированный веществом нижней коры [8]. Изотопный состав Pb рудоносных интрузивов и сульфидных руд Норильского и Талнахского рудных узлов в значительной степени различается – в Талнахском свинец заметно более радиогенный [3]. Установлен очень узкий

диапазон вариаций изотопного состава свинца магматического PbSss и пневматолитовых галенита и алтаита, плюмбопалладинита и полярита Талнаха. Изотопный состав свинца звягинцевита и Pbатокита Норильска существенно отличен от талнахского и находится в поле состава свинца норильских руд. Это свидетельствует о генетических связях платиноидной минерализации и сульфидных руд с конкретными интрузивами, о различных мантийных источниках для Норильского и Талнахского рудных узлов, о более высокой степени контаминации мантийных магм для Талнахского рудного узла, чем, возможно, и обусловлен его гигантский масштаб [2, 7].

Эффузивы трапповой формации – классические платобазальты, в нижней части разреза с вариациями от стандартных толеитов континентального типа до пикритов и щелочных базальтов; в средней и верхней частях разреза преобладают толеиты континентального типа. Те и другие содержат различного состава оливин и хромшпинелиды. В центре вулканических плато покровы залегают горизонтально, у базальтов правильная вертикальная столбчатая отдельность. Это производные трещинных излияний, которые сформировались в условиях растяжения. В Норильском регионе периодически возникают представления о вулкано-тектонических депрессиях. Ещё 20-30 лет назад было надёжно установлено, что мульдообразное залегание вулканической толщи обусловлено смятием совместно всей толщи от ивакинской до моронговской свит вместе с подстилающими осадочными толщами. В этих пологих брахисинклинальных складках мощность вулканитов в их центре и на крыльях одинакова. На замыкании Норильской брахисинклинали базальты ивакинской свиты отчётливо смяты, у них исчезла правильная столбчатая отдельность.

Базальты трапповой формации не содержат гнезда и капли сульфидов. Они содержат ничтожное количество микронных выделений акцессорного халькопирита.

Рудоносные интрузивы – лентообразные тела, секущие под углом 4-10° смятые породы рамы в Норильской и Хараелахской брахисинклиналях. Их ширина 500 – 2000 м, мощность 50 – 300 м, длина более 25 км. Они внедрились в обстановке сжатия, в условиях закрытой системы. Оценки давления в камерах интрузивов 0.8 кбар (М.Н. Годлевский, В.К. Степанов) [4] – 1.5 кбар (Э.М. Спиридонов) [2]. Внедрение шло трудно, механически активно, выпахивалось пространство, захватывалась масса ксенолитов размером от мм до 150 м (Ю.Р. Васильев для интрузива Норильск-II). В то время Норильско-Хараелахский разлом представлял собой только зону трещиноватости, вдоль которой и произошло внедрение рудоносных интрузивов. «Плечи» Талнахских рудоносных интрузивов образует более древний силлообразный интрузив лейкогаббро, пересеченный по оси рудоносными интрузивами [4]. По этой причине в них бесчисленное количество ксенолитов лейкогаббро.

Судя по серии детальных геологических разрезов, рудоносный Талнахский интрузив не деформирован, с практически горизонтальным залеганием расслоенности интрузивных пород, как и расслоенности в сульфидных каплях в пикритах. Судя по наблюдениям в карьере рудника Медвежий ручей и в подземных выработках рудника Заполярный, недеформированный интрузив Норильск-I с горизонтальной расслоенностью анортозитовых и пикритовых габбро-долеритов сечет смятые эффузивы ивакинской свиты и угленосные породы тунгусской серии; ориентировка расслоенности сульфидных капель в пикритах горизонтальная; недеформированные сульфидные жилы «выходят» из интрузива в роговики.

Таким образом, пути внедрения расплавов эффузивной толщи и рудоносных интрузивов совершенно различные, не деформированные рудоносные интрузивы пересекли и контактово метаморфизовали деформированные эффузивные траппы. Рудоносные интрузивы – одни из наиболее поздних производных трапповой формации. После них внедрились единичные дайки долеритов и пикритов. У рудоносных интрузивов не выявлены подводящие каналы. Установлено слепое замыкание верхних окончаний Талнахского и Хараелахского – Таймырского интрузивов

Как базальтовые расплавы эффузивных траппов могли попасть в интрузивные камеры, когда последние возникли гораздо позже и пути внедрения расплавов эффузивной толщи и рудоносных интрузивов были различными? Ответ ясен: никак. Допустим, что каким-то чудом это произошло. Тогда вместе с «грузом» сульфидов в камерах рудоносных интрузивов должны были накопиться разнообразные по составу оливин и хромшпинелиды. А их там нет. Пикритовые горизонты рудоносных интрузивов содержат только «родственные» оливины и хромшпинелиды. Кроме того, по геохимическим и минералогическим данным рудоносные интрузивы не комагматичны ни одной из вулканических толщ трапповой формации.

Таким образом, реальные геологические данные по Норильскому рудному полю не подтверждают красивую гипотезу о накоплении огромной массы магматических сульфидов за счет «прокачки моря базальтовых расплавов» через камеры рудоносных интрузивов.

На поздних стадиях становления норильских рудоносных интрузивов сосуществовали кашеобразные силикатные расплавы – «габбро-долеритовый» и «пикритовый» и более легкоплавкий сульфидный [4]. Этим обусловлено различное строение головных частей интрузивов, в разрезе которых доля пикритовых пород, богатых каплями сульфидов, колеблется от 0 до 70%, и неравномерное распределение сопряжённых скоплений сплошных сульфидных руд. Таковы головные части Талнахского интрузива у рудника Маяк и Хараелахского интрузива в разрезе № 25 (данные по скважинам КЗ-201, 202, 204 и между ними – КЗ-275, 276, 277) [4].

На заключительных стадиях становления – при остывании рудоносных интрузивов более легкоплавкий и тяжёлый сульфидный расплав в значительной степени был выжат большей частью в область нижнего эндо- и экзоконтакта. В процессе кристаллизационной дифференциации сульфидного расплава в заметной степени обособились скопления ранних кристаллов Mss (при отжиге превращённые в минералы группы пирротина с примесью пентландита, кубанита и халькопирита) и более легкоплавкий остаточный Fe-Cu-Ni расплав, обогащённый Pd, Pt, Au, Ag. Последний инъецировал роговики и скарны, выполнял жилы и цементировал брекции. Продукты его кристаллизации – Iss (при отжиге превращённые в кубанит, минералы группы халькопирита, пентландит).

Из-за неравномерной нагрузки на кровлю рудоносных интрузивов большая часть сульфидных расплавов была выжата в головные части интрузивов, расположенные гипсометрически выше. Данный эффект действовал до окончания кристаллизации сульфидных расплавов, поэтому легкоплавкие поздние медистые расплавы были выжаты из нижних и средних частей рудоносных интрузивов в головные части почти полностью, а частью выжаты и за пределы интрузивов, изредка даже за пределы ореолов экзоконтактового ороговикования (жилы рудника Морозова) [2,7]. Крупнейшее месторождение Pd на Земле – Хараелахская залежь сульфидных руд ~3000×1000×5-75 м залегает в придонной части и под головной частью Хараелахского интрузива. Вероятно, заметная часть такого типа рудных тел до настоящего времени ещё не выявлена в западной и северо-западной периферии Хараелахского – Таймырского интрузива, в восточной и северо-восточной периферии Норильских интрузивов (на глубине).

#### Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-00241)

1. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19-27.

2. Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356-1378.

3. Спиридонов Э. М., Голубев В. Н., Гриценко Ю. Д. Изотопный состав свинца галенита, алтаита и интерметаллидов палладия сульфидных руд Норильского рудного поля // Геохимия. 2010. № 8. С. 867-875.

4. Степанов В. К., Туровцев Д. М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 86-94.

5. Czamanske G. K., Wooden J. L., Zientek H. L. et al. Geochemical and isotopic constrains of the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming systems // Sudbury – Noril'sk Symposium, Ontario Geological Survey. 1994. Spec. V. 5. P. 313-341.

6. Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and explaration. Springer: Berlin – Heidelberg – N.Y., 2004. 727 p.

7. Spiridonov E. M., Serova A. A., Kulikova I. M. et al. Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt Mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // Canad. Mineral. 2016. V. 54. P. 1-24.

8. Walker R. J., Morgan J. W., Horan M. F. et al. Re-Os isotope evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusion // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 4179-4197.

9. Wooden J. R., Czamanske G. K., Bouse R. M. et al. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk – Talnach ores, Siberia // Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 1153-1165.

*Спиридонов Эрист Максович*, доктор геолого-минералогических наук, профессор, профессор МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

# Хромит-платиновые минерализованные зоны Вересовоборского клинопироксенит-дунитового массива на Среднем Урале

# © <u>С. Ю. Степанов</u><sup>1,2</sup>, Р. С. Паламарчук<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, Stepanov-1@yandex.ru <sup>2</sup> Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

В статье представлены данные о хромит-платиновой минерализации Вересовоборского массива на Среднем Урале. Вересовоборский массив является наименее изученным среди зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. В результате работ было установлено, что Вересовоборский массив имеет геологическое строение, по ряду признаков, подобное Нижнетагильскому массиву. Этот факт, в сочетании с геохимическими и минералогическими данными, позволяет рассчитывать на обнаружение промышленно значимой коренной платиноидной минерализации в дунитах Вересовоборского массива.

Ключевые слова: коренная платиноидная минерализация, минералы платиновой группы, Вересовоборский массив, клинопироксенит-дунитовые массивы, хромит-платиновая зона, тетраферроплатина, самородный осмий

# Chromite-platinum Mineralized Zones of the Veresovoborsky Clinopyroxenite-dunite Massif on the Middle Urals

<u>S. Yu. Stepanov<sup>1, 2</sup></u>, R. S. Palamarchuk<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Saint-Petersburg Mining University, Saint-Petersburg, Russia, Stepanov-1@yandex.ru <sup>2</sup>Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS; stepanov-1@yandex.ru

The paper presents data of the chromite-platinum mineralization from Veresovoborsky massif in the Middle Urals. The Veresovoborsky massif is the least studied among the zonal clinopyroxenite-dunite massifs of the Middle Ural. As a result of the works, it was established that the Veresovoborsky massif has a geological structure for a number of features similar to the Nizhnetagilsky massif. This fact, combined with geochemical and mineralogical data, makes it possible to count on the identification of industrially significant bedrock platinum mineralization in the dunites of the Veresovoborsky massif.

Keywords: bedrock platinum mineralization, platinum group minerals, Veresovoborsky massif, clinopyroxenite-dunite massifs, chromite-platinum zone, tetraferroplatina, osmium

Концентрически-зональные клинопироксенит-дунитовые массивы на Урале входят в состав Платиноносного пояса, протягивающегося вдоль западного борта Тагило-Магнитогорской мегазоны. Степень изученности дунитовых ядер массивов различна. Так из массивов качканарского комплекса наиболее изучены дуниты Нижнетагильского массива. С меньшей детальностью исследованы дуниты Светлоборского и Каменушенского массивов. А вот дунитовому ядру и хромит-платиновым рудным зонам Вересовоборского массива уделено наименьшее внимание.

Качканарский, Светлоборский и Вересовоборский интрузивы качканарского плутонического комплекса расположены на незначительном удалении друг от друга к северу от г. Качканар Свердловской области. Со Светлоборским и Вересовоборским массива связана одна из крупнейших в мире платиновых россыпных систем – Исовско-Туринская. Вересовоборский массив имеет общую площадь выхода на дневную поверхность – 12,75 км<sup>2</sup>, из которых на дуниты приходится 10,4 км<sup>2</sup>.

Из ранее известных геологических особенностей Вересовоборского массива необходимо отметить развитие в пределах дунитового ядра грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов [2, 4]. Присутствие аналогичных структурных разновидностей дунитов характерно для Нижнетагильского массива. По аналогии с Нижнетагильским массивом в делювиальных и ложковых россыпях Вересовоборского массива были обнаружены особо крупные самородки платины весом до 9 кг. В целом, благодаря детальным геологосъёмочным работам, проведённым в последние время, было установлено, что пегматиты и грубозернистые дуниты в пределах дунитового ядра слагают не единичные мелкие разобщённые тела, а широко распространены в центре южной части Вересовоборского массива и площадь их выхода на поверхность составляет 0,17 км<sup>2</sup>. В результате этих работ также было доказано, что хромит-платиновые рудные тела тяготеют к контакту грубозернистых и среднезернистых порфировидных дунитов [7], что ранее было установлено для Нижнетагильского [4] и Кондёрского [8] зональных массивов. По ряду основных характеристик геологическая позиция хромитплатинового оруденения Вересовоборского массива соответствует известным ранее рудным зонам в других зональных массивах Платиноносного пояса Урала.

Для тел хромититов характерны массивные и прожилково-вкрапленные текстуры. Мощность тел массивных хромититов составляет в среднем 2–5 см (при максимальной 15–20 см). Прожилкововкрапленные хромититы слагают линзовидные тела мощностью до 15 см и по простиранию прослеживаются на 1,5–2 м. Необходимо отметить, что в ряде случаев в хромититах обнаруживаются крупные скопления платины. Так в разведочной канаве № 106 в массивных хромититах авторами обнаружен агрегат платиновых минералов размером 1,7 см в сечении. Самородок платины большим размером около 4 см в сечении был обнаружен в керне скважины № 109 [9]. Распространение особо крупных агрегатов платиновых минералов в пределах Платиноносного пояса Урала присуще только хромититам Нижнетагильского массива [1]. В целом же характер распределения минералов платиновой группы в хромититах крайне неравномерный, что в значительной мере усложняет проведение геологоразведочных работ на выявление коренного платиноидного оруденения.

Оценки содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в платиноносных хромититах значительно отличаются в зависимости от метода опробования. Так по данным задиркового опробования хромититов (пробы 15-18 кг, всего проб – 13), с последующим гравитационным извлечением платиновых минералов и их взвешиванием, содержание Pt (с учётом состава Pt-Fe твёрдых растворов) составило в среднем 21 г/т для прожилково-вкрапленных хромититов и 50-60 г/т для массивных жильных хромититов (табл.). По результатам масс-спектрометрии с ИСП содержание платины в хромититах значительно ниже (табл.). Так средние содержание Pt в хромититах составляет 3,71 г/т, что на два порядка выше среднего содержания Pt в дунитах (35,4 мг/т в дунитах Вересовоборского массива, и 20,0 мг/т для дунитов Нижнетагильского массива [3]). Из всего спектра ЭПГ платина существенно преобладает, что в целом, является спецификой зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала [5].

Таблица

ХРОМИТИТЫ									
№	N⁰	описание	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	Au	Bec Pt
	пробы								
1	СБ-	массивный	0,051	0,120	0,027	0,190	6,080	0,009	29,80
	130	жильный							
2	СБ-	прожилково-	0,007	0,031	0,013	0,023	1,270	0,004	24,50
	135	вкрапленный							
3	KP-	прожилково-	0,022	0,029	0,012	0,039	1,280	0,082	19,20
	106	вкрапленный							
4	ВБ-	массивный 0,067		0,095	0,041	0,019	6,220	0,099	73,40
	109	жильный							
Среднее значение		0,037	0,069	0,023	0,068	3,713	0,048	36,73	
	ДУНИТЫ								
5	ВБ-2	мелко-	0,001	0,001	0,000	0,005	0,003	0,005	н.о.
		среднезернистый							
6	ВБ-24	среднезернистый	0,002	Н.П.О.	0,001	0,004	0,089	0,035	н.о.
7	СБ-	грубозернистый	Н.П.О.	Н.П.О.	0,002	Н.П.О.	0,005	Н.П.О.	н.о.
	113								
8	СБ-	пегматит	н.п.о.	Н.П.О.	Н.П.О.	н.п.о.	0,042	0,004	н.о.
	111								
Среднее значение		0,001	0,001	0,001	0,005	0,035	0,015	_	
Нижние пределы		0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	_	

Содержание благородных металлов в хромититах и дунитах Вересовоборского клинопироксенит-дунитового массива в г/т

Примечание: н.п.о. – ниже предела обнаружения, н.о. – не определено; прибор: масс-спектрометре с индуктивносвязанной плазмой ELAN-DRC-6100, аналитик В.А. Шишлов, центральная аналитическая лаборатория ФБУ «ВСЕГЕИ»

Среди минералов платиновой группы в хромититах абсолютно преобладают Pt-Fe твёрдые растворы. Они находятся в тесном срастании с хромшпинелидом, нередко с образованием поверхностей совместного роста (рис. 1а). Состав большинства Pt-Fe минералов отвечает изоферроплатине Pt<sub>3</sub>Fe. В индивидах и агрегатах Pt-Fe твёрдых растворов широким распространением пользуются пинакоидальные пластинки самородного осмия (рис. 1б). Его обнаружены также в виде включений и в хромшпинелидах (рис. 1в). В подчинённом количестве в качестве включений в Pt-Fe матрице обнаружены тиошпинели и минералы изоморфного ряда лаурит-эрликманит.



Рис.1. Рt-Fe минералы из хромититов Вересовоборского массива и включения в них. Рt<sub>3</sub>Fe – Pt-Fe твёрдый раствор по составу отвечающий изоферроплатине, Tul – туламинит, PtFe – тетраферроплатина, Os,Ir – самородный осмий, Cr-Shp – хромшпинелид

Широким распространением в хромититах Вересовоборского массива пользуются вторичные минералы из группы тетраферроплатины (тетраферроплатина и туламинит). Вторичные минералы формируют каймы замещения различной мощности (рис. 2а), вплоть до образования полных псевдоморфоз. Так первичные Pt-Fe минералы по стехиометрии отвечающие Pt<sub>3</sub>Fe замещаются туламинитом, по которому иногда псевдоморфно развивается агрегат тетраферроплатины (рис. 2б). В туламините часто обнаруживаются мелкие трещины, выполненные минералов с формулой Cu<sub>3</sub>Pt (рис. 2в).

Весьма специфической особенностью хромит-платинового оруденения Вересовоборского массива, отличающей его от других массивов Платиноносного пояса, является широкое развитие наиболее поздних вторичных минералов. К ним относятся: потарит, толовкит, куперит, сперрилит, минерал с формулой Pd<sub>2</sub>CdHg, замещающие первичные Pt-Fe минералы, туламинит, тетраферроплатину и гексаферрум, развивающийся по пластинкам самородного иридия.



Рис. 2. Вторичные минералы, замещающие первичные Pt-Fe твёрдые растворы. Pt<sub>3</sub>Fe – Pt-Fe твёрдый раствор по составу отвечающий изоферроплатине, Tul – туламинит, PtFe – тетраферроплатина, Os,Ir – самородный осмий, Cr-Shp – хромшпинелид

По совокупности основных геологических, геохимических и минералогических характеристик хромит-платиновое оруденение Вересовоборского массива аналогично ранее выявленным хромитплатиновым рудным зонам в дунитах зональных массивов Платиноносного пояса Урала. Присутствие дунитовых пегматитов, в сложении дунитового ядра Вересовоборского массива, высокие содержания ЭПГ в хромититах, а также распространение крупных агрегатов платиновых минералов указывает на потенциально высокую рудоносность хромит-платиновых рудных зон Вересовоборского массива. Однако характер распределения прожилково-вкрапленных и массивных хромититов в дунитах массива и крайне неравномерное распределение платины в хромшпинелидовых сегрегациях требуют тщательной проработки методов опробования при проведении геологоразведочных работ. В случае подбора максимально корректной методики геологоразведочных работ, учитывая мощность хромит-платиновых рудных зон и характер распределения тел хромититов в их контурах, представляется возможным рассчитывать на выявление коренного месторождения платины запасами 8-10 тон платиновых металлов при подсчёте запасов до глубины не более 100 метров.
1. Бетехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1935. 148 с.

2. Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Докл. АН СССР. 1954. Т. 97, № 5. С. 899-902.

3. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.

4. Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.

5. Лазаренков В. Г., Малич К. Н., Сахьянов Л. О. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.

6. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса / Е. В. Пушкарев, Е. В. Аникина, Дж. Гарути, Ф. Заккарини // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.

7. Степанов С. Ю., Малич К. Н. Хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского и Вересовоборского массивов // Новое в познании процессов рудообразования: материалы V Рос. молодежной науч.-практ. Школы с междунар. участием. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 218-221.

8. Столяров С. А. Петрофизическая зональность центральной части Кондёрского и Нижнетагильского массивов и особенности минерализации платиноидов // Геологи XXI века: материалы всерос. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых специалистов. Саратов: СО ЕАГО, 2002. С. 120-123.

9. Поиски рудной платины на Урале с использованием скважин большого диаметра / С. И. Трушин, А. И. Осецкий, А. В. Черепанов, А. В. Корнеев // Разведка и охрана недр. 2017. №2. С. 40-42.

Степанов Сергей Юрьевич, аспирант Санкт-Петербургского горного университета

## Дайки ранних палеопротерозойских базитов Кольской провинции фенноскандии: возраст, состав, условия формирования

© А. В. Степанова<sup>1, 2</sup>, <u>С. В. Егорова<sup>1, 2</sup></u>, Е. Б. Сальникова<sup>3</sup>,

А. В. Самсонов<sup>2</sup>, А. А. Арзамасиев<sup>3</sup>, Ю. О. Ларионова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия, stepanov@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

В докладе представлены новые геохимические данные для долеритовых даек в северной части Кольской провинции Фенноскандинавского щита. Результаты U-Pb изотопного датирования бадделеита из даек кварцевых долеритов свидетельствуют о том, что они были синхронные с расслоенными интрузиями ранней возрастной группы на Кольском полуострове и могут рассматриваться как компонент крупной магматической провинции Мистассини с возрастом ок. 2505 Ма. Дайки имеют состав существенно более фракцинированный, чем примитивные расплавы одновозрастных расслоенных интрузий и могут рассматриваться как верхняя часть питающей системы крупной магматической провинции с возрастом ок. 2505 млн лет.

Ключевые слова: палеопротерозой, мафические дайки, Фенноскандинавский щит, Мистассини LIP

## Early Paleoproterozoic Mafic Dykes, Kola Province, Fennoscandia: Age, Composition and Origin

A. V. Stepanova<sup>1, 2</sup>, <u>S. V. Egorova<sup>1, 2</sup></u>, E. B. Salnikova<sup>3</sup>,
A. V. Samsonov<sup>2</sup>, A. A. Arzamascev<sup>3</sup>, Yu. O. Larionova<sup>2</sup>
<sup>1</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russian Federation
<sup>2</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS, Moscow, Russian Federation
<sup>3</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation

New age and geochemical data for doleritic dykes located in the northern part of the Kola Province, Eastern Fennoscandian Shield will be presented. According to U-Pb (ID TIMS) baddeleyite age data, studied dykes are synchronous with layered intrusions or Early age group in the Kola Peninsula and could be considered as a component of the ca. 2505 Ma Mistassini LIP. Dykes are more evolved than primitive melts of synchronous layered intrusions and probably represent an upper part of the 2505 Ma LIP feeder system.

Keywords: Paleoproterozoic, mafic dykes, Fennoscandian Shield, Mistassini event.

В пределах Кольской провинции Фенноскандинавского щита широко распространены дайки палеопротерозойских базитов [1, 2]. Часть из них представлена долеритами, которые формируют рой меридионального – ССВ простирания на территории от Лиинахамари на западе до Кольского залива на востоке. Дайки имеют простое строение, выдержаны по составу и мощности на протяжении нескольких километров, в них редко устанавливаются апофизы. Ранее дайки в пределах этого роя датированы не были, но, на основании сходства составов с базитами Карельской провинции, предполагалось их формирование в интервале 2.3-2.2 млрд лет [1, 2].

U-Pb датирование бадделеита методом ID TIMS было выполнено для даек долеритов из района Лиинахамари и западного побережья Кольского залива. Возраст даек совпадает в пределах ошибки и составляет 2505 млн лет.

Изученные дайки характеризуются хорошей сохранностью первичных минеральных ассоциаций и представлены кварцевыми габброноритами и долеритами. Независимо от мощности и вариаций минерального состава, они содержат значительные количества кварц-полевошпатового гранофира. В единичных случаях в центральных частях тел установлены пегматоидные обособления размером первые десятки сантиметров.

По химическому составу дайки возраста 2505 млн лет варьируют от низко-Ті, умеренно-Мg базитов до диоритов. В пределах этого ряда закономерно уменьшаются содержания MgO (7.6-3.6 мас.%), CaO (10.8-7.2 мас.%), Cr и Ni. При этом концентрации Ni (38-148 ppm) в породах всегда выше, чем Cr (11-79 ppm), что, вероятно, является результатом ранней кристаллизации хромита в промежуточных камерах. Породы характеризуются довольно широкими вариациями SiO<sub>2</sub> (от 52.3 до 57.5 мас. %). Наблюдаемые положительные корреляции SiO<sub>2</sub> – несовместимые элементы, уменьшение концентраций MgO и Ni с ростом SiO<sub>2</sub> являются, вероятно, результатом фракционной кристаллизации исходного расплава. Наряду с этим, типичное для кварцевых долеритов сильное обогащение легкими РЗЭ (La/Sm)<sub>n</sub> = 2.36-4.11, и низкие значения Nb/Nb\* = 0.20-0.32 свидетельствуют о значительном вкладе коровой контаминации в формирование расплавов.

Для породообразующих минералов характерна выдержанность состава в пределах роя, хотя вариации составов минералов в пределах одного тела значительны: центральные части зерен плагиоклаза обычно имеют существенно более основной состав, пироксенов – более магнезиальный. Клинопироксен представлен авгитом ( $X_{Mg}$ =0.82-0.40),  $X_{Mg}$  ортопироксена варьирует от 0.81 до 0.53, плагиоклаз лейст имеет состав An<sub>71-46</sub>, краевые части зерен сложены An<sub>25</sub>, в гранофирах установлен An<sub>9</sub>. Оценка условий кристаллизации расплавов *in situ* с использованием мономинеральных термобарометров и двуполевошпатовых термометров Putirka (2008) предполагает становление тел в условиях верхней коры.

Исходя из имеющихся данных о возрасте базитов в раннедокембрийских областях северного полушария [3], дайки 2505 млн лет в Кольской провинции Фенноскандии являются компонентом крупной магматической провинции Мистассини (Mistassini event, [3]). В состав этой провинции входят расслоенные интрузивы ранней группы на Кольском полуострове, дайки габброноритов в южной части Карельского кратона, дифференцированные интрузивы в Беломорской провинции [4] на Фенноскандинавском щите и рои мафических даек на Канадском щите [3].

Вместе с тем, дайки возраста 2505 млн лет в Кольской провинции контрастно отличаются по химическому составу от одновозрастных базитов, формирующих интрузии ранней группы на Кольском полуострове, значительно меньшими содержаниями MgO и более высокими концентрациями SiO<sub>2</sub>. Ближайшим к рою Лиинахамари является расположенный в 30 км к югу интрузив г. Генеральской, имеющий аналогичный возраст [5]. Породы этого интрузива варьируют по составу от оливинитов до кварцевых габброноритов [6], а расплав, в результате кристаллизации которого был сформирован этот интрузив [6], имеет состав существенно более примитивный, чем изученные дайки долеритов. Моделирование процессов фракционной кристаллизации состава, аналогичного примитивному расплаву интрузива г. Генеральской [6] с использованием пакета alphaMELTS [7], показывает, что при P=3 кбар, fO<sub>2</sub>=NNO, возможно получение состава, близкого к дайкам габброноритов возраста 2505 млн лет, при степени кристаллизации 0.48-0.50.

Полученные данные позволяют предполагать, что дайки долеритов с возрастом 2505 млн лет не являются подводящими каналами более глубокого уровня заложения, чем расслоенные интрузии, и соответственно, не поставляли расплавы для этих интрузивов. Вероятно, глубоко фракционированные расплавы даек представляют более высокий уровень среза питающей системы крупной магматической провинции с возрастом 2505 млн лет.

#### Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант 16-17-10260

1. Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 2009. 383 с.

2. Федотов Ж. А., Баянова Т. Б., Серов П. А. Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона // Геотектоника. 2012. № 6. Р. 29–45.

3. Ernst R. Large igneous provinces. Cambridge University Press, 2014. 666 p.

4. Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция / А. В. Степанова [и др.] // Петрология. 2017 (в печати).

5. Amelin Y. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75, № 1–2. P. 31–46.

6. Grokhovskaya T. L. et al. Petrology of the Mount General'skaya layered intrusion, Kola Peninsula // Petrology. 1999. Vol. 7, № 5. P. 539–558.

7. Smith P. M., Asimow P. D. Adiabat\_1ph: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // Geochemistry, Geophys. Geosystems. 2005. V. 6, № 2. P. Q02004.

Егорова Светлана Валерьевна, младший научный сотрудник ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

## Палеопротерозойский Кандалакашский анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-tims) и геохимических особенностях циркона

© <u>Е. Н. Стешенко<sup>1, 3</sup></u>, Т. Б. Баянова<sup>1</sup>, С. В. Дрогобужская<sup>2, 3</sup>, П. А. Серов<sup>1</sup>, Л. М. Лялина<sup>1, 3</sup>, А. И. Новиков<sup>2</sup> <sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, steshenko@geoksc.apatity.ru; <sup>2</sup> Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, Россия <sup>3</sup> Мурманский государственный технический университет, Мурманск, Россия

Геохронологические U-Pb исследования по единичным зёренам циркона из метагаббро Кандалакшского массива позволили установить время его формирования – 2453.5±4.8 млн лет. Впервые изучено распределение и концентрации РЗЭ в зёрнах циркона из метагаббро Кандалакшского массива с использованием метода LA-ICP-MS, и на основе геотермометра «Tiin-zircon» рассчитана температура закрытия U-Pb системы и кристаллизации в 844°C. Совокупность новых изотопногеохимических полученных данных свидетельствует о магматическом генезисе изученных цирконов.

Ключевые слова: U-Pb, циркон, анортозиты, Sm-Nd, εNd.

## New Geochronological Data (U-Pb, ID-tims) and Geochemistry of Zircon: Paleoproterozoic Kandalaksha Anorthosite Massif

 <u>E. N. Steshenko<sup>1, 2</sup>, T. B. Bayanova<sup>1</sup>, S. V. Drogobuzhskaya<sup>2, 3</sup>,</u> *P. A. Serov<sup>1</sup>, L. M. Lyalina<sup>1, 2</sup>, A. I. Novikov<sup>3</sup>* 
 <sup>1</sup>Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, steshenko@geoksc.apatity.ru
 <sup>2</sup>Murmansk State Technical University, Murmansk, Russia
 <sup>3</sup>Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements
 and Mineral Raw Materials I.V. Tananaev KSC RAS, Apatity, Russia

U-Pb geochronology research on single grains of zircon from metagabbro (Kandalaksha massif) allowed to set the time of its formation  $-2453.5 \pm 4.8$  Ma. New age data are consistent with previous U-Pb ages of zircon from metagabbro (Kolvitsa massif) 2448  $\pm 5$  Ma, which is based on the assumption that the synchronous formation of these massifs. First studied the distribution and concentration of REE in grains of zircon from metagabbro (Kandalaksha massif) using LA-ICP-MS, and based on geothermometer «Ti-in-zircon» calculated temperature closing U-Pb system and crystallization 844°C. The set of new isotopic and geochemical data obtained indicates magma genesis studied zircons.

Keywords: U-Pb, zircon, anorthosites, Sm-Nd, ENd.

Габбро-анортозиты присутствуют на всех древнейших кратонах мира в составе докембрийских комплексов [1-4]. В пределах Балтийского щита полихронный (от неоархейского до палеопротерозойского возраста) габбро-анортозитовый магматизм широко проявлен в различных структурных обстановках, с которыми ассоциируют Ti-V (в неоархее) и Cu-Ni-ЭПГ (в палеопротерозое) месторождения [5]. Колвицкий и Кандалакшский габбро-анортозитовые массивы, из которых последний является наименее изученным, и представляет большой интерес для комплексных изотопно-геохимических исследований, расположены в южной части Беломорского подвижного пояса. Кандалакшский массив залегает на гранатовых плагиоамфиболитах кандалакшской толщи и перекрывается гранатклинопироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами плоскотундровской толщи, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации [6-7].

Целями комплексных исследований являются прецизионное изучение U-Pb возраста и распределения REE в единичных кристаллах циркона из пород Кандалакшского массива.

Интрузия представляет собой пластовое тело, ориентированное в субширотном направлении и прослеженное на расстоянии около 30 км. Массив слабо дифференцирован и состоит из чередования прослоев катаклазированных и милонитизированных метаанортозитов и лейкократовых метагаббро мощностью от 200-300 до 1-2 км. Крайне редко встречаются участки, мощностью не более 10 м, не затронутые процессами катаклаза и рассланцевания, в которых наблюдаются относительно свежие лейкогаббро, сохранившие реликты первично-магматических структур. Для всех пород массива, включая и наименее измененные, установлены регрессивные изменения в условиях гранулитовой фации [6].

Для определения U-Pb возраста пород Кандалакшского анортозитового массива во время полевых работ была отобрана представительная геохронологическая проба (183) метагаббро, из которой было выделено три типа циркона. Циркон первого типа представлен призматическими, полупрозрачными,

слабо корродированными кристаллами светло-желтого цвета с коэффициентом удлинения 2.5 (0.175×0.07 мм). В отраженных электронах и катодолюминесцентных лучах (BSE и CL) выявлена внутрифазовая неоднородность, представленная тонкой ритмичной зональностью. Второй тип циркона характеризуется призматическими полупрозрачными кристаллами и их обломками цирконового типа светло-желтого цвета, со стеклянным блеском и слабо корродированной поверхностью, коэффициент удлинения зерен равен 1.6 (0.175×0.105 мм), в BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность. Третий тип циркона представлен обломками кристаллов молочного цвета с коэффициентом удлинения 1.0 (0.140×0.140 мм) и внутрифазовой неоднородностью при изучении в отраженных электронах.

Новый прецизионный U-Pb возраст по единичным зернам циркона, равный 2453.5±4.8 млн лет, интерпретируется временем магматического формирования метагаббро Кандалакшского массива.

Для метагаббро Кандалакшского массива (проба 183) измерен новый U-Pb возраст по рутилу, равный 1700 $\pm$ 10 млн. По породе в целом, апатиту, амфиболу и гранату получен близкий Sm-Nd возраст, равный 1692 $\pm$ 71 млн лет. Новые изотопные возраста по разным систематикам отражают, повидимому, процессы остывания или низкотемпературной переработки пород Кандалакшского массива на рубеже 1.7 млрд лет. Значения величины  $\varepsilon_{Nd}$  для пород Кандалакшского массива находятся в диапазоне от -0.02 до -1.25 и согласуются с данными предыдущих исследований по палеопротерозойским габбро-анортозитовым интрузиям Балтийского щита [9-11].

Для изучения REE в кристаллах циркона в ИХТРЭМС КНЦ РАН была поставлена новая методика измерения концентраций и распределений REE в образцах методом LA-ICP-MS (ELAN 9000 DRC-е, UP 266 MAKRO) [12]. Зёрна циркона характеризуются средними суммарными содержаниями REE от 391.3 до 1815.0 ppm (табл. 1). Доля лёгких REE незначительна, чем и объясняются низкие значения (Yb/La)<sub>N</sub> – 0.0025-0.0071 величин.

Таблица 1

		Номера образцов*	
Элементы	183 1-1	183 1-2	183 2-1
		Концентрация, ррт	
La	1.52	5.43	1.91
Ce	12.6	42.4	53.3
Pr	1.18	6.56	1.01
Nd	14.2	61.3	11.8
Sm	7.57	32.1	11.1
Eu	1.30	6.09	0.32
Gd	17.1	65.1	45.9
Tb	3.95	8.50	15.1
Dy	37.1	65.5	191.3
Но	16.7	18.0	77.7
Er	79.1	82.1	404.9
Tm	16.6	14.6	88.0
Yb	145.0	160.9	764.1
Lu	37.4	32.0	148.5
Сумма	391.3	600.5	1815.0
Номер пробы	Концентрация Ті, ррт	Температура°С	T <sub>cp</sub> .°C
183 1-1	33.8	860.8	
183 2-1 1	36.7	869.7	843.7
183 2-1 2	19.0	800.7	

Концентрации REE и Ті в цирконе метагаббро Кандалакшского массива

Примечание: \* - средние значения РЗЭ в кристалле.

Спектры распределения REE (рис.1) характеризуются положительным наклоном с отрицательной Еи аномалией и положительной Се аномалией, (Lu/Gd)<sub>N</sub> = 15.05-18.35. Такие характеристики графиков распределения REE с крутым подъёмом линий от La к Lu, с положительной Се и отрицательной Еи аномалиями, являются типичными для циркона магматического генезиса [14].

По величине концентраций Ті в зёрнах циркона из метагаббро была рассчитана температура их кристаллизации с использованием геотермометра [15]. Средняя температура закрытия U-Pb системы в измеренных зонах циркона из метагаббро составляет 844°C (табл. 1) и совместно с данными спектров распределения REE отражает магматический генезис циркона.



Рис. 1

Авторы выражают благодарность академикам РАН <u>Ф. П. Митрофанову</u> и <u>В. Т. Калинникову</u> за поддержку нового научного направления совместных исследований.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 16-05-00367, 16-05-00305, 16-05-00427 с использованием ресурсов ЦКП ГИ КНЦ РАН и ИХТРЭМС КНЦ РАН. Тема госзадания № 0231-2015-0005, № 0230-2014-0002

1. Богатиков О. А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

2. Polat A., Appel P.W.U., Fryer B., Windley B., Frei R., Samson I.M., Huang H. Trace element systematics of the Neoarchean Fiskenaesset anorthosites complex and associated meta-volcanic rocks, SW Greenland: Evidence for a magmatic arc origin // Precambrian Research. 2009. V. 175. P. 87–115.

3. Polat A., Fryer B.J., Appel P.W.U., Kalvig P., Kerrich R., Dilek Y., Yang Z. Geochemistry of anorthositic differentiated sills in the Archean (~2970 Ma) Fiskenæsset Complex, SW Greenland: Implications for parental magma compositions, geodynamic setting, and secular heat flow in arcs // Lithos. 2011. V. 123. P. 50–72.

4. Hoffmann J.E., Svahnberg H., Piazolo S., Scherstene A., Munker C. The geodynamic evolution of Mesoarchean anorthosite complexes inferred from the Naajat Kuuat Complex, southern West Greenland // Precambrian Research. 2012. V. 196–197. P. 149–170.

5. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова / Ф. П. Митрофанов // Доклады Академии наук. 1993. Т. 331, № 1. С. 95-98.

6. Минеральные ассоциации пород и условия метаморфизма Кандалакшского габбро-анортозитового массива (Кольский полуостров, Россия) / В. В. Чащин [и др.] // Литосфера. 2016. № 5. С. 17-34.

7. Новые изотопные U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте формирования и метаморфических преобразований Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса (Балтийский щит) / Е. Н. Стешенко [и др.] // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 11. С. 19-24.

8. Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.

9. Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 173-189.

10. Волчьетундровский массив комплекса автономных анортозитов Главного хребта, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические исследования / В. В. Чащин, Т. Б. Баянова, И. Р. Елизарова, П. А. Серов // Петрология. 2012. Т. 20, № 5. С. 514-540.

11. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: Sm-Nd-метод датирования парагенезисов из силлиманит-ортопироксеновых пород Порьегубского покрова / Ю. М. Лебедева [и др.] // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432, № 1. С. 99–102.

12. Изучение распределений REE в цирконе реперных пород Арктики методом LA-ICP-MS / А. И. Николаев // Доклады Академии наук. 2016. Т. 470, № 4. С. 448-452.

13. Boynton W. V. Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63-114.

14. Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in mineralogy & geochemistry. 2003. V. 53. P. 27-62.

15. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Miner. Petrol. 2006. V. 151. P. 413-433.

Стешенко Екатерина Николаевна, младший научный сотрудник ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Мурманская область

## Минералого-геохимические особенности ЭПГ-Сu-Ni минерализации Талнахской интрузии (рудник Скалистый)

© <u>Н. Д. Толстых<sup>1</sup>, В. А. Радько<sup>2</sup>, В. Каменецкий<sup>3</sup>, Л. М. Житова<sup>1, 4</sup></u>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, tolst@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> ООО "Норильскгеология", Норильск, Россия, radkovik@yandex.ru <sup>3</sup> Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия, dima.kamenetsky@utas.edu.au <sup>4</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, zhitova63@mail.ru

Массивные ЭПГ-Си-Ni руды Талнахской интрузии восточного фланга рудника Скалистый являются существенно пирротиновыми с преобладанием Ni над Cu и Pd над Pt. Руды уникальны по своим геохимическим особенностям: отношение тугоплавких платиноидов к легкоплавким (IPGE/PPGE) варьирует в пределах 4-10, а значение Rh/Cu достигают 3000×10<sup>-7</sup>, что указывает на очень низкую степень фракционирования их первичного сульфидного расплава. В то же время N-фактор (отношения массы сульфида к массе силикатного расплава, вовлеченного в процесс реагирования с сульфидом) играл несущественную роль в образовании этих руд (N-фактор =100-5000 согласно кривой N-моделирования). Минеральная ассоциация представлена Ni-содержащим троилитом, пентландитом в котором Ni>Fe, а также Pd-Ni-As минерализацией (меньшиковитом, маухеритом, орселитом и никелином) в срастании с самородным золотом.

Ключевые слова: Талнахская интрузия, рудник Скалистый, слабое фракционирование сульфидного расплава, низкий Nфактор, Pd-Ni-As минерализация.

## Mineralogical and Geochemical Features of PGE-Cu-Ni Mineralization of Talnakh Intrusion (Skalisty Mine)

<u>N. D. Tolstykh<sup>1</sup></u>, V. A. Rad'ko<sup>2</sup>, V. Kamentsky<sup>3</sup>, L. M. Zhitova<sup>1, 4</sup> <sup>1</sup>VS Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia <sup>2</sup> "Norilskgeologia", Norilsk, Russia <sup>3</sup>Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia <sup>4</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

The massive PGE-Cu-Ni ores from the Talnakh intrusion from the eastern flank of the Skalisty mine are pyrrhotite-rich and have unique compositions. The IPGE/PPGE ratios are (4-10) and Rh/Cu can be as high as 3000×10<sup>-7</sup>, which indicates a very low degree of fractionation of the initial melt. At the same time, the N-factor played an insignificant role in the formation of these ores (100-5000 according to the model lines). The mineral association is represented by nickel-bearing troilite and pentlandite, and also includes Pd-Ni-As mineralization (menshikovite, maucherite, orcelite and nickeline) in intergrowths with gold.

Keywords: Talnakh intrusion, Skalisty mine, weak fractionation of sulphide melt, low N-factor, Pd-Ni-As mineralization.

Выявлены массивные ЭПГ-Cu-Ni руды Талнахской интрузии из восточного фланга рудника Скалистый (уч. Южный, [1]). Наши исследования показали, что они имеют халькопирит-пентландитпирротиновый состав с преобладанием пирротина. Кроме того, в рудах присутствуют пирит, магнетит, маухерит, золото и никелин, а также минералы элементов платиновой группы (ЭПГ). Наиболее характерными являются срастания в виде ламеллей пентландита в пирротине (рис.1а). Встречаются каплевидные включения сульфидов в магнетитовой матрице (рис. 1б).



Рис. 1. Взаимоотношения рудных минералов: ламели пентландита (Pn) в пирротине (Po) (a); пентландит-пирротиновая «капля» в магнетите (Mt) (б)

#### Геохимические особенности руд

Руды, по данным ООО "Норильскгеология", по концентрации Ni (4,81-4,96 мас.%) являются сопоставимыми с большинством массивных руд Норильского района [2]. Содержание никеля преобладает над медью; отношения Ni/Cu варьируют в пределах 1,28-1,90. Пересчет концентраций рудных элементов на 100% сульфидную фазу показал, что силикатная часть в руде составляет не более 5-7%. Руды являются платиноносными. Суммы концентраций ЭПГ варьируют в пределах 10,7-27,24 г/т. Палладий преобладает над платиной: Pd/Pt отношения составляют 4,11-8,48 г/т (табл. 1).

Таблица 1

Образец	Ni/Cu	Cu/Ni	PGE	PGE/S	Pd/Pt	PPGE/ IPGE	Cu/Pd	Rh/Cu
C-643	1,90	0,53	13,07	4 <sup>5</sup>	8,31	283,04	2301	138*10-7
C-643	1,35	0,74	10,70	35	8,33	305,14	4000	167*10 <sup>-7</sup>
C-494	1,71	0,58	15,91	4 <sup>5</sup>	7,12	9,68	3702	1063*10-7
СФ-13	1,93	0,52	25,40	7 <sup>5</sup>	4,54	4,14	2386	2844*10-7
СФ-20	1,38	0,73	25,09	7 <sup>5</sup>	4,11	6,43	2631	1496*10 <sup>-7</sup>
СФ-20	1,28	0,78	27,24	85	4,48	4,99	2976	1755*10 <sup>-7</sup>

Геохимические характеристики руды в восточной части рудника Скалистый

Но наиболее отличительной характеристикой этой руды являются относительно высокие содержания тугоплавких платиноидов IPGE: Ru (до 4,00 г/т) и Ir (до 1,15 г/т), а также Rh (до 7,62 г/т), в пересчете на 100% сульфид (Os не определялся). Такие концентрации этих элементов превышают средние значения, приведенные для всех типов руд Норильского района [1]. Отношения легкоплавких платиноидов (Pt, Pd, Rh) к тугоплавким (Ir, Ru) (IPGE/PPGE) не превышают 306, а для большинства образцов варьируют в интервале 4,14-9,68 (табл. 1). График распределения элементов (рис. 2) имеет пилообразную конфигурацию за счет максимума по Rh и Pd и минимуму по Au. Из рисунка видно, что одна проба, отобранная на периферии участка богатых руд, имеет отличительные характеристики (C-643) с более низкими концентрациями ЭПГ и Au (рис. 2), но с теми же тенденциями их распределения.

Вариации содержаний Rh относительно Cu показывают, что массивные руды восточного фланга рудника Скалистый (обр. Сф-13, Сф-20 и C-494) относятся к mss-рудам, исходный расплав которых претерпевал очень слабое фракционирование, гораздо менее 10 % (рис. 3a). В этих рудах Rh/Cu отношения крайне низки и варьируют между  $100 \times 10^{-7}$  и  $3000 \times 10^{-7}$ , а концентрации тугоплавких ЭПГ превышают их содержания в хондрите (рис. 2). Тогда как руды, находящиеся северо-западнее богатого рудного тела (обр. C-643), также представлены кумулусом mss, но с большей степенью фракционирования руды: для этих образцов наблюдается более крутой положительный наклон на графике распределения элементов (рис. 2), а значения Rh/Cu не превышают  $200 \times 10^{-7}$  (табл. 1, рис. 3a). По сравнению с исследованными образцами, руды других рудников Норильского района образованы как из mss, так и из остаточного расплава в широком интервале фракционирования ([2], рис. 3a). Согласно кривой N-моделирования, которая характеризует изменение отношения массы сульфида к массе силикатного расплава, вовлеченного в процесс реагирования друг с другом, N-фактор играл незначительную роль при образовании руд участка Скалистый (рис. 3б): его показатели для массивных руд Скалистого рудника составили 100-5000, что гораздо ниже или близко к вкрапленным рудам Норильского района (рис. 3б).

## Составы минералов руд из Скалистого рудника

Пирротин представлен троилитом, его формула близка к FeS. Его отличительной особенностью являются постоянные примеси Ni (до 0,38) и Co (до 0,30 мас.%). Наряду с пирротином, присутствует фаза состава Fe<sub>4</sub>NiS<sub>5</sub>, относящаяся к mss. В пентландите концентрация Ni несколько преобладает над концентрацией Fe; в его состав входит Co до 1,46 мас.%. Халькопирит также содержит Ni до 0,5 мас.%. В маухерите (Pd<sub>11</sub>As<sub>8</sub>) постоянно присутствует примесь Pd в количестве 2,36-2,67 мас.%. Минералы ЭПГ представлены в основном соединениями Pd-Ni-As системы: меньшиковит (Pd<sub>3</sub>Ni<sub>2</sub>As) и в меньшей степени маякит (PdNiAs), которые всегда находятся в тесной ассоциации с маухеритом и реже с никелином (NiAs) и орселитом (Ni<sub>5</sub>As<sub>2-x</sub>) (рис. 4, рис. 5а,б).

Кроме широко распространенного меньшиковита в этих образцах встречаются изоферроплатина Pt<sub>3</sub>Fe (рис. 5в), сперрилит PtAs<sub>2</sub> в виде идиоморфных кристаллов (рис. 5г), куперит (PtS) с небольшой примесью Pd и Ni, мертиит II (Pd<sub>8</sub>Sb<sub>3</sub>) в виде мельчайших включений (структур распада) в маухерите

(рис. 5д), редкие включения соболевскита (PdBi) в арсенидах. В ассоциации с МПГ постоянно встречаются Au-Ag сплавы в виде относительно крупных выделений (рис. 5б, е) и как мельчайшие включения в маухерите и на контакте маухерита и меньшиковита. Составы Au-Ag сплавов широко варьируют от 55 до 95 ат% Au.



Рис. 2. График концентраций рудных элементов в 100% сульфидной фазе, нормированных на хондрит С1



Рис. 3. Вариации содержаний Rh относительно Cu для массивных руд рудника Скалистого в сравнении с другими данными Норильского района относительно модельных кривых Релеевского фракционирования (а) и составы исследованных сульфидов относительно "N-моделирования" [2]



Рис. 4. Составы минералов Pd-Ni-As системы из минеральной ассоциации рудника Скалистого. Пунктирной линией показаны парагенезисы при 450°С [3]



Рис. 5. Микропарагенезисы рудных минералов в руде рудника Скалистый: а – зерно маухерита Ni<sub>11</sub>As<sub>8</sub> с включениями золота (Au,Ag) и в срастании с меньшиковитом Pd<sub>3</sub>Ni<sub>2</sub>As<sub>3</sub>; б – зерно меньшиковита с включениями золота и в срастании с маухеритом; в – кристалл изоферроплатины Pt<sub>3</sub>Fe; г – кристалл сперрилита PtAs<sub>2</sub> в срастании и с включениями пирротина FeS и mss (Fe<sub>4</sub>NiS); д – зерно маухерита с мельчайшими включениями мертиита II Pd<sub>8</sub>As<sub>3</sub>; е – меньшиковит в срастании с золотом (Au,Ag) и с включениями магнетита (Mt)

## Заключение

Руды восточного фланга рудника Скалистый являются уникальными по своим минералогогеохимическим особенностям. Они отличаются от всех других руд Норильского района тем, что они кристаллизовались из сульфидного расплава, который был очень слабо фракционирован (менее 10 % для большинства образцов). Руды имеют никелистую специализацию и высокий потенциал As в рудоформирующей системе, отражающиеся на широком распространении арсенидов никеля и палладия.

Отношения IPGE/PPGE имеют очень высокие значения (4-10) для большинства исследованных образцов, что отражает их уникальность. Особенно поражает в них содержание Rh до 7,62 г/т. Тем не менее, минералы тугоплавких ЭПГ и Rh не были выявлены среди описанных микропарагенезисов. Формы их концентрирования остаются открытым вопросом. Но, учитывая их высокую когерентность в отношении пирротина, на данном этапе исследований следует предположить, что эти элементы (Os, Ir, Rh, Ru) находятся в структуре пирротина.

Работа выполнена в Институте геологии и минералогии СО РАН по программе приоритетных направлений 72.2, программе ОНЗ-2, проекту РФФИ № 16-05-00945 и проекту РНФ № 16-17-10145

1. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.

2. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 438 с.

3. Gervilla F., Leblanc M., Torres-Ruiz J., Hach-Ali P.F. Immiscibility between arsenide and sulfide melts: a mechanism for the concentration of noble metals // Canadian Mineralogist, 1996. V. 34, № 3, P. 485–502.

*Толстых Надежда Дмитриевна*, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева, Новосибирск

## Основные направления использования вскрышных пород мафит-ультрамафитовых комплексов

© Л. И. Худякова<sup>1</sup>, О. В. Войлошников<sup>1</sup>, Е. В. Кислов<sup>2, 3</sup>

<sup>1</sup> Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия, lkhud@binm.bscnet.ru <sup>2</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@yandex.ru <sup>3</sup> Бурятский госуниверситет, Улан-Удэ, Россия

bypriekuu ioeynubepeutet, 5 Jun-5 d3, 1 oeens

Мафит-ультрамафитовые комплексы расположены по всем миру. При их освоении в отвалах будет находиться огромное количество вскрышных и вмещающих пород в виде дунитов, верлитов и троктолитов. Основное направление их утилизации – производство строительных материалов. Используя данные породы в качестве крупного и мелкого заполнителей можно получить бетоны с высокими прочностными показателями. Применение вскрышных пород в производстве асфальтобетонов позволит улучшить физико-механические показатели дорожного покрытия.

Ключевые слова: мафит-ультрамафитовые комплексы, вскрышные и вмещающие породы, отходы горного производства, бетоны, крупный и мелкий заполнитель, минеральный порошок

#### The Main Directions of Using the Overburden Rocks of Mafit-ultramafit Complexes

L. I. Khudyakova<sup>1</sup>, O. V. Voiloshnikov<sup>1</sup>, E. V. Kislov<sup>2, 3</sup> <sup>1</sup>Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia <sup>2</sup>Geological institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia <sup>3</sup>Buryatian State University, Ulan-Ude, Russia

Mafite-ultramafic complexes are located all over the world. With their development in the dumps there will be a huge amount of overburden and enclosing rocks in the form of dunites, verlites and troctolites. The main direction of their utilization is the production of building materials. Using these rocks as coarse and fine aggregates, it is possible to obtain concretes with high strength properties. The use of overburden in the production of asphaltic concrete will improve the physical and mechanical characteristics of the pavement.

Keywords: mafite-ultramafite complexes, overburden and surrounding rocks, mining industry tails, concretes, large and small aggregate, mineral powder

Мафит-ультрамафитовые комплексы расположены по всем миру. В их состав входят месторождения, содержащие никелевые, медно-никелевые, хромитовые, платинометальные руды и другое сырье [1-3]. При их освоении в отвалы перемещается огромное количество вскрышных и вмещающих пород, образующих отходы горных предприятий. Скопление горной массы отрицательно воздействует на окружающую среду: изымаются из оборота земли, трансформируются природные сообщества, загрязняется среда обитания. Эта проблема касается многих стран. Поэтому одной из основных задач при разработке полезных ископаемых является минимизация образования отходов. Этого можно достигнуть при условии использования вскрышных и вмещающих пород на стадии их образования, не допуская попадания в отвалы.

Отходы горного производства можно применять в различных отраслях промышленности: металлургии, строительной индустрии, сельском хозяйстве и др. Однако, основной является производство строительных материалов. Рассмотрим возможности использования вскрышных пород мафитультрамафитовых комплексов на примере Йоко-Довыренского массива.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив – единственный в Сибири мощный хорошо сохранившийся расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс, в пределах которого выявлены медно-никелевые и платинометальные проявления. При его разработке в числе вскрышных и вмещающих пород будут находиться дуниты, верлиты и троктолиты.

Дуниты массива имеют высокое качество. Они на 80-97% состоят из идиоморфных кристаллов оливина (f= 8-15%) размером до 3 мм в поперечнике и акцессорной хромшпинели двух генераций (1-2%), образующей кристаллографически ограненные включения в оливине или агрегаты зерен в интерстициях и близкой по составу к хромпикотиту. Отмечаются также интерстициальные клинопироксен (f= 9-11%) и плагиоклаз (битовнит-анортит) в количестве, не превышающем 10%. Ортопироксен и флогопит встречаются эпизодически. Дуниты свежие, эпизодически отмечается петельчатая серпентинизация и замещение оливина минералами группы иддингсита-боулингита. Для них не характерны гидроксил– и щелочесодержащие минералы [4].

Верлиты широко распространены в дунитовой зоне Йоко-Довыренского массива и представляют собой две модификации. Эндоконтактовые верлиты и жильные диопсидиты отличаются широкими вариациями структур и минерального состава. Клинопироксен (диопсид до фассаита, f = 8-10%) об-

разует наиболее крупные идиоморфные выделения, включающие изометричные резорбированные зерна оливина, изометричные кристаллы черной и зеленой шпинели. Оливин, реже пироксен, серпентинизированы по трещинам. Характерны гнезда, прожилки вторичного кальцита. В крупнокристаллическом неоднороднозернистом верлите зафиксированы гнезда кальцита и амезита, приуроченные к крупным выделениям сульфидов. Пойкилитовые плагиоверлиты имеют пойкилитовую структуру. Плагиоверлиты на 80-85% состоят из оливина, по 5-10% – плагиоклаза и клинопироксена, 1-2% – алюмохромита. Клинопироксен и плагиоклаз формируют ойкокристы (0,5-5 мм), включающие округлые зерна оливина, более мелкие, чем в основной массе [4].

Структура троктолитов аллотриоморфнозернистая. Текстура массивная, иногда трахитоидная. Главные минералы – хризолит (f=16-19%) и битовнит (77-87% An) при широких вариациях их количественных соотношений. Плагиоклаз (5-80%) формирует короткостолбчатые кристаллы или лейсты, огибающие более крупные округлые зерна оливина. В оливине троктолитов плагиоклаз иногда встречается в виде мелких округлых включений. Вверх по разрезу содержание плагиоклаза постепенно увеличивается, а оливина – уменьшается. Клинопироксен (до 2-3%, f=13-14%) встречается локально, образует каемки или ажурные ойкокристы, включающие оливин и плагиоклаз. Акцессорная хром-шпинель по составу ближе к алюмохромиту [4].

Запасы указанных пород в массиве можно оценить во многие миллиарды тонн.

Вскрышные породы мафит-ультрамафитовых комплексов в виде дунитов, верлитов и троктолитов можно использовать при получении различных видов строительных материалов (рис. 1). Остановим-ся подробнее на некоторых из них.



Рисунок 1. Направления использования вскрышных пород мафит-ультрамафитовых комплексов

Как известно, бетоны представляют собой искусственный камень, полученный из смеси вяжущего компонента (цемента и воды) и заполнителей (щебня и песка). Качество данного вида материала зависит от качества всех входящих в него компонентов. На основании проведенных исследований установлено, что вскрышные породы Йоко-Довыренского массива имеют высокое качество, соответствуют требованиям нормативно-технической документации и могут использоваться при производстве бетонов в виде как крупного, так и мелкого заполнителей [5]. Механические показатели бетонов в зависимости от вида заполнителей представлены в таблице 1.

Как показывают полученные данные, бетоны, имеющие в своем составе заполнители из дунитов, верлитов и троктолитов, обладают повышенными механическими показателями по сравнению с традиционным видом на гранитном щебне и кварцевом песке.

Таблица 1

Вид крупного	Вид мелкого заполнителя	Предел прочности при сжатии, МПа в возраст	
заполнителя		7 суток	28 суток
Дунит	Кварцевый песок	18,3	28,8
	Дунитовый песок	21,9	32,8
Верлит	Кварцевый песок	17,1	28,3
	Дунитовый песок	21,7	32,0
Троктолит	Кварцевый песок	16,9	28,0
	Дунитовый песок	20,7	31,5
Гранитный щебень	Кварцевый песок	16,0	27,3

Механические показатели бетона в зависимости от вида заполнителей

Асфальтобетоны отличаются тем, что в качестве вяжущего содержат смесь минерального порошка с битумом. Характерной особенностью минеральных порошков является то, что они должны содержать большое количество адсорбционных центров в виде катионов  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ . Это позволяет порошкам обладать высоким положительным потенциалом и при взаимодействии с битумом образовывать прочные связи, крепко удерживающие битумные пленки на их поверхности, что сказывается на качестве конечного продукта.

Вскрышные породы рассматриваемого массива содержат достаточное количество необходимых катионов, поэтому могут использоваться в виде минерального порошка [6]. Исследования, проведенные в данном направлении, показали, что применение их в составе асфальтобетонной смеси в качестве минерального порошка и заполнителей позволяет получить материалы с высокими характеристиками. В таблице 3 представлены показатели физико-механических свойств асфальтобетонных смесей в зависимости от их состава.

Таблица 2

Заполнители	Асфальтобетонная смесь						
	Ι	II	III	IV			
Щебень	дунит	верлит	троктолит	гранит			
Песок	кварц	кварц	кварц	кварц			
Минеральный порошок	дунит	верлит	троктолит	известняк			
Битум	БНД 90/130	БНД 90/130	БНД 90/130	БНД 90/130			

Компонентный состав асфальтобетонных смесей

Из данных таблицы видно, что, по своим свойствам, асфальтобетонные смеси, изготовленные из сырьевых материалов в виде дунитов, верлитов и троктолитов, не уступают традиционным на гранитном щебне, кварцевом песке и минеральном порошке из известняка.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что вскрышные породы мафит-ультрамафитовых комплексов в виде дунитов, верлитов и троктолитов являются хорошими сырьевыми материалами для получения строительных материалов. Использование их на стадии освоения месторождений полезных ископаемых позволит минимизировать их поступление в отвалы, создавая, тем самым, «зеленое» горнодобывающее предприятие, что согласуется с экологической доктриной государств нашей планеты.

Таблица 3

Наименование показателей	Фактические показатели, состав смеси				
	Ι	II	III	IV	
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,51	2,54	2,40	2,32	
Пористость минеральной части, %	15,8	16,1	16,8	17,4	
Водонасыщение, % по объему	2,71	2,74	2,81	2,3	
Предел прочности при сжатии, МПа 50°С 20°С 0°С Водостойкость	2,0 4,5 7,9 1,09	2,0 4,5 7,9 1, 09	1,8 4,4 8,1 1,00	1,7 4,3 8,3 0,92	
Трещиностойкость по пределу прочности на растяжение при расколе при температуре 0°С и скорости деформирования 50 мм/мин, МПа	3,2	3,2	3,6	3,0	
Сдвигоустойчивость по коэффициенту внутреннего трения	0,96	0,95	0,92	0,88	

## Физико-механические свойства асфальтобетонной смеси

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (16-17-10129)

1. Salgado S.S., Ferreira Filho C.F., Caxito F.A. et al. The Ni-Cu-PGE mineralized Brejo Seco mafic-ultramafic layered intrusion, Riacho do Pontal Orogen: Onset of Tonian (ca. 900 Ma) continental rifting in Northeast Brazil // Journal of South American Earth Sciences. 2016. V. 70. P. 324-339.

2. Su B.-X., Qin K.-Zh., Santosh M. et al. The Early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan Terrane, NW China: Alaskan-type intrusives or rift cumulates? // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 66. P. 175-187.

3. Chai F., Zhang Zh., Mao J. et al. Geology, petrology and geochemistry of the Baishiquan Ni-Cu-bearing mafic-ultramafic intrusions in Xinjiang, NW China: Implications for tectonics and genesis of ores // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. V. 32, N 2-4. P. 218-235.

4. Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.

5. Худякова Л. И., Кислов Е. В., Войлошников О. В. Дуниты Северного Прибайкалья и пути их использования // Горный журнал. 2013. № 10. С. 4-6.

6. Худякова Л. И., Войлошников О. В., Котова И. Ю. Минеральный порошок из природного сырья Республики Бурятия // Строительные материалы. 2013. № 5. С. 34-35.

*Худякова Людмила Ивановна*, кандидат технических наук, старший научный сотрудник Байкальского института природопользования Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ

## Геология и Fe-Ti-оксидная минерализация среднепалеопротерозойского Елетьозерского сиенит-габбрового комплекса (Северная Карелия, Россия)

© <u>Е. В. Шарков<sup>1</sup></u>, А. В. Чистяков<sup>1</sup>, В. В. Щипцов<sup>2</sup>, М. М. Богина<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия,

sharkov@igem.ru

<sup>2</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия, shchipts@krs.karelia.ru

Елетьозерский титаноносный сиенит-габбровый комплекс сформирован в две интрузивные фазы. Первая образует расслоенный мафит-ультрамафитовый интрузив, где преобладают различные феррогабброиды, происшедшие за счет умереннощелочных Fe-Ti базальтов. Щелочные сиениты второй фазы образовались за счет трахитового расплава. В целом комплекс представляет собой интрузивную версию эффузивной базальт-трахитовой серии. Формирование Fe-Ti-оксидных руд мы связываем с появлением остаточной низкотемпературной высоко-(Fe, Ti) жидкости, образованной в результате локального многократного повышения содержаний Fe и Ti в движущейся вверх зоне кристаллизации интрузива. Это достигалось: (1) выделением силикатных минералов в зоне кристаллизации с соответствующим увеличением Fe и Ti в интерстициальном расплаве и (2) периодическим накоплением перед этой зоной остаточного расплава. В отличие от ликвации, приводящей к распаду жидкости на две фазы, эта жидкость, наоборот, растворяла остаточные компоненты расплава. Соответственно, такая высоко-Fe жидкость имеет необычные свойства и требует дальнейшего изучения.

Ключевые слова: титаноносный расслоенный сиенит-габбровый комплекс, интрузивный аналог Fe-Ti базальттрахитовой серии, феррогабброиды, Fe-Ti-оксидное оруденение, высокожелезистая жидкость.

## Geology and Fe-Ti-oxide Mineralization of the Mid-paleoproterozoic Elet'ozero Syenite-gabbro Complex (Northern Karelia, Russia)

<u>E. V. Sharkov<sup>1</sup></u>, A. V. Chistyakov<sup>1</sup>, V. V. Shchiptsov<sup>2</sup>, M. M. Bogina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS,

Moscow, Russia, sharkov@igem.ru

<sup>2</sup> Institute of Geology of Karelian Scientific Center RAS, Petrozavodsk, Russia, shchipts@krs.karelia.ru

Elet'ozero titaniferous syenite-gabbro layered complex was formed in two intrusive phases. The first of them is layered maficultramafic layered intrusion, where various ferrogabbros are predominate, derived from mid-alkaline Fe-Ti basalts. The second phase composes by alkali syenites derived from trachyte melt. As a whole the complex is an intrusive version of effusive basalt-trachyte series. Formation of Fe-Ti oxide deposits we consider with appearance of residual low-temperature high-(Fe, Ti) liquid, originated as a result of multiply local increasing of Fe and Ti concentration in moving upwards relatively thin crystallization zone of the intrusion. It was reached due to (1) precipitation of silicate minerals in the crystallization zone, and (2) periodical accumulation of residual melt before it. This liquid, instead of liquid immiscibility, dissolved residual components of the melt, and its appearance was not considered with splitting of melt into two phases. This high-Fe liquid has unusual properties and deserve careful study.

Keywords: titaniferous syenite-gabbro layered complex, intrusive version of alkali Fe-Ti basalt-trachyte series, ferrogabbros, Fe-Ti oxide deposits, high-Fe liquid.

Елетьозерский титаноносный сиенит-габбровый интрузивный комплекс представляет собой эллипсоидальное в плане тело площадью около 100 км<sup>2</sup> (рис. 1). Он прорывает архейские гранитогнейсы и раннепалеопротерозойские граниты [2, 4, 13]. Возраст комплекса, определенный U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II), составляет 2086±30 млн лет [6], т. е. он является древнейшим на сегодняшний день образованием подобного типа. Этот комплекс был сформирован в две интрузивные фазы. Первая фаза образована преимущественно разнообразными феррогабброидами, содержащими обычно 5-10 об.% Fe-Ti оксидов (Ti-Mag, Mag, Ilm) вплоть до 30-70% в рудных разновидностях. Вторя фаза представлена крутопадающим телом сиенитов и нефелиновых сиенитов, прорывающих феррогабброиды первой фазы.

Строение первой фазы Елетьозерского интрузива в целом соответствует строению крупного расслоенного мафит-ультрамафитового интрузива с конформной контактам краевой серией и центральной (расслоенной) серией с автономной внутренней структурой. Краевая серия образована преимущественно мелкозернистыми феррогаббро, причем в непосредственном контакте с вмещающими гнейсами установлены гибридные габбро-нориты. Разрез расслоенной серии начинается с сидеронитовых ферроклинопироксенитов, выше идут расслоенные крупнозернистые и среднезернистые феррогаббро, затем – переслаивание анортозитов и рудных перидотитов и завершается разрез чередованием поздних оруденелых слюдистых перидотитов и слюдистых и ортоклазовых феррогаббро (эссекситов). Такая последовательность характеризует генеральный тренд эволюции расплава в интрузивной камере. Формирование комплекса происходило в неспокойной обстановке и сопровождалось внедрениями новых порций расплава в затвердевающую интрузивную камеру. Все это позволяет говорить о внутренней структуре интрузива, его кумулятивной стратиграфии и эволюции расплава только в самых общих чертах.



Fig. 1. Scheme of geological structure of the Elet'ozero Complex (composed with using data [2, 4, 13].

1 – alkali and nepheline syenites; 2 – thin-grained ferrogabbros of Marginal series; 3-4 – Layered series серия: 3 – Fe-Ti-oxide clinopyroxenite; 4 – layered Fe-Ti-oxide gabbros (a – coarse-grained ferrogabbros, b – anorthosite, leucogabbro, ferrogabbro and olivine ferrogabbro, mica- and orthoclase ferrogabbros; 5 – carbonatite breccia; 6 – Archean TTG-gneisses; 7 – fault.

Inset: location of intrusive syenite-gabbro complexes (Elet'ozero (E) and Gremyakha-Vyrmes (GV):

 $1-Archean\ cratons;\ 2-Paleoproterozoic\ mobile\ belts:\ Belomorian\ (SW)\ and\ Tersk-Lotta\ (NE);\ 3-Lapland-Umba\ granulite\ belt;\ 4-Svecofennides$ 

Как и в большинстве расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, в Елетьозерском комплексе устанавливается ритмичное чередование пород, но здесь оно часто характеризуется необычной последовательностью чередования кумулатов. Как видно на рис. 2, особенностью ритмичной расслоенности Елетьозера часто является ее «гравитационно-перевернутый» характер, т. е. наиболее плотные минералы – оливин и Fe-Ti оксиды располагаются в кровле ритмов, а не наоборот. Здесь ритмы начинаются с лейкократовых пород (*Pl* кумулатов, анортозитов), которые вверх по разрезу сменяются феррогаббро (*Pl+Cpx*±*Ol* кумулаты с Fe-Ti оксидами в интерстициях), далее идут рудные (сидеронитовые) плагиоклазовые перидотиты (*Cpx*+*Ol*±*Pl*), и часто завершаются появлением в кровле ритмов невыдержанных прослоев практически сплошной Fe-Ti оксидной руды. По-видимому, эти прослои в момент формирования представляли собой жидкую субстанцию, накапливавшуюся и стекавшую вдоль трещин в уже затвердевших силикатных породах ритмов.

Скорее всего, жидким являлось и рудное вещество в интерстициях оруденелых габброидов и перидотитов, т.к. местами наблюдается его частичное просачивание в нижележащие кумулаты (рис. 2). При этом, несмотря на высокую плотность высокожелезистой жидкости, ее проникновение в них имело ограниченные масштабы и существенно не нарушало общую картину первичной расслоенности, что мы связываем с явлением лиофобности этой жидкости по отношению к кумулятивному плагиоклазу [8].



Fig. 2. Rhythmic layering in ferrogabbros. After [4]

Все породы бимодального Елетьозерского комплекса: (1) обогащены Fe, Ti и щелочами; (2) образуют единые геохимические тренды для большей части главных компонентов; (3) характеризуются близкими спектрами распределения редких компонентов: обогащены крупноионными литофильными и обеднены Cr, Ni и Co; (4) имеют значительно фракционированные спектры P3Э, в том числе и среди легких и тяжелых P3Э; (5) сиениты располагаются на продолжении геохимических трендов феррогабброидов, но развиваются по своим собственным законам и не являются продуктом их кристаллизационной дифференциации, т. е. интрузив имеет бимодальное строение. Судя по геохимическим особенностям пород первой фазы комплекса, они произошли за счет умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов, а сиениты – щелочных трахитов, т. е. рассматриваемый комплекс представляет собой интрузивную версию базальт-трахитовой серии.

Ближайшим аналогом Елетьозерского комплекса является титаноносный расслоенный интрузив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове [1, 5], от которого он отличается пониженной ролью ультрамафических кумулатов, отсутствием значительного количества нефелиновых сиенитов и поздней фазы щелочных гранитов. Много сходного в вещественном составе Елетьозера с палеозойскими титаноносными сиенит-габбровыми интрузивами Алтае-Саянской области и Забайкалья [3], а также с сиенит-габбровыми интрузивами пермской Эмейшанской КИП в ЮЗ Китае, такими как Panzhihua, Hongge, Baima и др., содержащими крупные и уникальные Fe-Ti-V месторождения [15 и библиография там].

Как уже говорилось, мафит-ультрамафитовые кумулаты Елетьозерского комплекса сильно обогащены Fe-Ti оксидами и, по существу, он является крупным месторождением этого типа [9]. Однако, в отличие от многих подобных комплексов, содержания V в титаномагнетитах этих руд обычно не превышает 1.7 мас.%. Выделяется два главных типа Fe-Ti-оксидного оруденения: вкрапленный и массивный (сплошные руды). Преобладающее по масштабам вкрапленное оруденение концентрируется как в ультрамафитах (рудных перидотитах и рудных клинопироксенитах), так и в рудных габбро, переслаивающихся со слабо оруденелыми габброидами (рис. 2). Сплошные Fe-Ti руды распространены значительно реже и встречаются в качестве линзообразных прослоев, ассоциируя с богатовкрапленными рудами. Основными рудными минералами в Елетьозере являются ильменит, магнетит и титаномагнетит. Эти оксиды имеют высокие содержания Nb (50-160 ppm в ильмените и до 285 ppm в магнетите), и, по-существу, являются также и Nb рудой. С таких позиций изученный комплекс может быть крупным месторождением комплексных Fe-Ti-Nb руд.

Несмотря на экономическую важность Fe-Ti-оксидного оруденения и многочисленные публикации на эту тему, а также признание факта его магматического происхождения, многие аспекты такого рудообразования остаются неясными. Многие исследователи полагают, что образование рудных концентраций связано с гравитационной аккумуляцией титаномагнетита и ильменита (например, Bai et al., 2012), тогда как другие отдают приоритет ликвации (например, [15]). Эта идея опирается на недавние эксперименты [11, 12, 14], свидетельствующие о возможности ликвации эволюционированной ферробазальтовой магмы на богатую Fe-Ti-(P) и богатую силикатными компонентами жидкости. Однако остается неясным, действительно ли такая ликвация имеет место в природе.

Главной особенностью феррогабброидов Елетьозера является то, что Fe-Ti оксиды в них повсеместно являются единственной интерстициальной фазой. Они окружены концентрическизональными коронарными структурами, образованными каймами паргасита, флогопита и, часто, оливина. Первоначально эти микросистемы представляли собой капли водосодержащей высоко-(Fe,Ti) жидкости, располагавшиеся в интерстициях между зернами. Образование корон начиналось с затвердевания этих капель и завершалось уже в условиях субсолидуса [7].

Таким образом, в породах Елетьозера как на микроуровне (коронарные структуры), так и макроуровне (ритмичная расслоенность) устанавливается существование низкотемпературной высокожелезистой жидкости. В обоих случаях ее происхождение было связано с локальных многократным обогащением железом исходного уже богатого Fe и Ti базальтового расплава в движущейся вверх маломощной зоне кристаллизации интрузива (интерстициальный расплав) и на ее фронте (ритмичная расслоенность). Специфической особенностью этой высоко-Fe жидкости, по-видимому, являлась возможность растворения в ней всех низкотемпературных остаточных компонентов исходного расплава, в том числе SiO<sub>2</sub>, Mg, Ca, Al, Na, K и Ba, а также летучих компонентов, главным образом, воды, а также F и Cl [7, 8]. Соответственно, процесс обособления этой жидкости не был связан с ликвацией, предполагающей разделение расплава на две фазы – здесь, наоборот, остаточные компоненты поглощаются новообразованной высокожелезистой жидкостью. По-видимому, мы столкнулись с неизвестными ранее особенностями высоко-Fe жидкости.

## Заключение и выводы

Елетьозерский титаноносный сиенит-габбровый расслоенный комплекс формировался в две интрузивные фазы. Первая из них представляет собой расслоенный мафит-ультрамафитовый интрузив, происшедший за счет умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов, тогда как щелочные сиениты второй фазы по составу близки к щелочным трахитам. Иными словами, этот комплекс представляет собой интрузивный аналог бимодальной базальт-трахитовой серии. Формирование его Fe-Ti-оксидного оруденения мы связываем с появлением остаточной низкотемпературной высокожелезистой жидкости, происхождение которой объясняется многократным локальным повышением концентраций железа и титана в движущейся снизу вверх зоне кристаллизации затвердевающего интрузива. Эта жидкость, в отличие от ликвации, растворяла в себе остаточные компоненты расплава, и ее образование не связано с распадом единого расплава на две жидкости.

1. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов / А. А. Арзамасцев, Ф. Беа, Л. В. Арзамасцева, П. Монтеро // Петрология. 2006. Т. 14, № 4. С. 384-414.

2. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии (геология, петрография, петрология, металлогения) / А. Н. Богачев, С. И. Зак, Г. П. Сафронова, К. А. Инина. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1963. 158 с.

3. Титаноносность Западного Забайкалья / Е. В. Кислов, Ю. П. Гусев, Д. А. Орсоев, Р. А. Бадмацыренова // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 5-14.

4. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. 183 с.

5. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове / А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Г. Н. Кавардин. Л.: Наука, 1967. 236 с.

6. Кристаллогенезис и возраст циркона из щелочных и основных пород Елетьозерского магматического комплекса, Северная Карелия / Е. В. Шарков [и др.] // Петрология, 2015. Т. 23, № 3. С. 285-307.

7. Шарков Е. В., Чистяков А. В. Коронарные структуры в феррогабброидах Елетьозерского интрузивного комплекса (Северная Карелия, Россия) как свидетельство существования богатого Fe расплава. 1. Разновидности корон // Геохимия. 2017. № 6. С. 513-526.

8. Шарков Е. В., Чистяков А. В. Коронарные структуры в феррогабброидах Елетьозерского интрузивного комплекса (Северная Карелия, Россия) как свидетельство существования богатого Fe расплава. 2. Происхождение высокожелезистой жидкости // Геохимия. 2017. № 7. С. 609–617.

9. Щипцов В. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П. Промышленные минералы Елетьозерского массива и их аналоги на Балтийском щите // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН, 2008. № 11. С. 203-220.

10. Bai Z.-J., Zhong H., Naldrett A. J., Zhu W.-G., Xu G.-W. Whole-rock and mineral composition of constraints on the genesis of the giant Hongge Fe-Ti-V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China // Econ. Geology. 2012. V. 107, N 3. P. 481-506.

11. Charlier B., Grove T.L. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 164. P. 27-44.

12. Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K. Crystallization of the Skaergaard Intrusion from an Emulsion of Immiscible Iron- and Silica-rich Liquids: Evidence from Melt Inclusions in Plagioclase // J. Petrology. 2011. V. 52, N 2. P. 345-373

13. Shchiptsov V.V. Industrial minerals of the Tikshozero-Eletozero alkaline ultramafic-carbonatitic and alkaline gabbroic complexes in Karelia, Russia // 12 SGA Biennial Meeting Mineral deposits research for a high tech world. Uppsala, Sweden, 12-15 August 2013. Proceedings, V. 4. P. 1781-1783.

14. Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirth R., Dingwell D.B. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma // J. Petrol. 2007 .V. 48. P. 2187-2210

15. Zhou M.-F., Chen W.T., Wang C.Y., Prevec S.A., Liu P.P., Howarth G. Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzhihua-type of Fe-Ti-V oxide deposits, SW China // Geoscience Frontiers. 2013. V. 4, № 5. P. 481-502.

Шарков Евгений Витальевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН, Москва

#### Борная минерализация в верхнем эндоконтакте интрузии Норильск-1

© <u>А. Я. Шевко</u>, В. М. Калугин, М. П. Гора

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, sp@igm.nsc.ru

Впервые обнаружены бораты магния и железа в виде самостоятельных фаз во включениях в оливине в такситовых габбродолеритах верхнего эндоконтакта интрузии Норильск-1. Среди минералов бора определены – котоит Mg<sub>3</sub>(BO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, суанит Mg<sub>2</sub>B<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, варвикит (Mg,Ti,Fe,Cr,Al)<sub>2</sub>O(BO<sub>3</sub>), людвигит (Mg)<sub>2</sub>Fe<sup>3+</sup>O<sub>2</sub>(BO<sub>3</sub>), и азопроит (Mg,Fe<sup>2+</sup>)<sub>2</sub>(Fe<sup>3+</sup>,Ti,Mg)O<sub>2</sub>(BO<sub>3</sub>). Наличие прожилков, обогащенных окиснорудными минералами и связанных с ними агрегатов хризолита (Fo<sub>83</sub>) и форстерита (Fo<sub>98</sub>) с борной минерализацией свидетельствуют о процессах перекристаллизации такситовых габбродолеритов и участии бороносных флюидов в минералообразовании в кровельной части интрузии на позднемагматических или постмагматических этапах. Этот процесс может быть характерен для рудоносных интрузий норильского типа, поскольку ранее было замечено резкое обогащение бором верхних эндоконтактовых зон именно в этих объектах [1, 2].

Ключевые слова: интрузия Норильск-1, такситовые габбродолериты, борная минерализация

#### Boron Minerals in the Upper Endocontact Zone of the Norilsk-1 Intrusion

## A. Ya. Shevko, V. M. Kalugin, M. P. Gora

VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia, sp@igm.nsc.ru

We present data on the first discovery of boron minerals in the taxitic gabbrodolerites of the upper endocontact of the Norilsk-1 intrusion. These are kotoite Mg<sub>3</sub>(BO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, suanite Mg<sub>2</sub>B<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, warwickite (Mg,Ti,Fe,Cr,Al)<sub>2</sub>O(BO<sub>3</sub>), ludwigite (Mg)<sub>2</sub>Fe<sup>3+</sup>O<sub>2</sub>(BO<sub>3</sub>), and azoproite (Mg,Fe<sup>2+</sup>)<sub>2</sub>(Fe<sup>3+</sup>,Ti,Mg)O<sub>2</sub>(BO<sub>3</sub>), They occur in the form of monomineral and polymineral inclusions of 1-25  $\mu$ m in size in olivine in the recrystallized areas in the taxitic rocks. This indicates the effect of boron-bearing fluids on the roof of the intrusion at the late-magmatic or post-magmatic stage. This process can be typical for ore-bearing intrusions of the norilsk type, since an enrichment in boron is characteristic of their upper zones [1, 2].

Keywords: Norilsk-1 intrusion, taxitic gabbrodolerites, boron mineralization

О повышенных концентрациях бора в интрузивных траппах северо-запада Сибирской платформы, связанных с ними магнезиальных скарнах и гидротермальных жилах известно давно [1, 3]. Так в интрузивных траппах концентрации бора составляют в среднем 24 г/т, что почти в десять раз выше кларковых для основных пород. При этом оказалось, что бор содержится во всех породообразующих минералах траппов. Предполагалось, что бор входит в них на магматической стадии либо в результате изоморфного замещения алюминия (плагиоклаз и пироксен), либо в виде кристаллохимической примеси (магнетит), либо накапливается в оливине в процессе его серпентинизации. Главным концентратором бора является плагиоклаз, в котором содержание бора коррелирует с ростом основности и достигает 65 г/т в анортите. Концентраторами бора в скарновую стадию являются везувиан, гранат и эпидот, а на гидротермальной стадии появляется собственный минерал бора – датолит [3].

Изучение поведения бора в процессах дифференциации базальтовой магмы показало, что в верхних эндоконтактовых зонах расслоенных интрузий норильского комплекса происходит значительное накопление этого элемента. Так, в верхних габбро-пегматитах Черногорской интрузии концентрация бора достигает 171 г/т [1]. В разрезе Верхнеталнахской интрузии по скважине КЗ-274 концентрация бора в расслоенной серии составляет 15-20 г/т, а в габбродиоритах кровли резко возрастает до 34 г/т [4].

Авторы цитированных выше работ считали, что бор входит изоморфно в основные породообразующие минералы траппов, такие как плагиоклаз и пироксен. Поскольку главным концентратором бора является плагиоклаз, повышенные концентрации бора в такситовых габбродолеритах и лейкогаббро связывали с большим количеством основного плагиоклаза [2]. Собственных минералов бора при этом обнаружено не было.

При изучении окиснорудной минерализации в породах верхней эндоконтактовой зоны интрузии Норильск-1 нами были найдены минералы бора в виде включений в оливине из оливинитовых участков в такситовых габбродолеритах.

Такситовые габбродолериты были изучены нами в кровле интрузии (300 горизонт карьера Медвежий ручей). Здесь они имеют габбровую, офитовую и пойкилоофитовую структуры и в отдельных участках содержат до 25% оливина. Плагиоклаз представлен скоплениями призматических кристаллов и крупными табличатыми выделениями. Пироксен образует ойкокристаллы с включениями изометричных зерен оливина и хадакристаллов плагиоклаза. Оливин образует крупные субидиоморфные кристаллы. Количество интерстиционной халькопирит-пирротиновой вкрапленности достигает 5-7 %. В интерстициях встречаются биотит и хлорит. В областях такситовых габбродолеритов, обогащенных оливином, отмечаются скопления титаномагнетита и ферришпинели в виде агрегатов неправильной формы и зональных прожилков мощностью до 3 см. Во внешней зоне этих прожилков на контакте с породой находится оливинитовый агрегат, состоящий из мелких зерен форстерита (Fo<sub>98</sub>) с многочисленными включениями ферришпинели (рис. 1 а).

Центральная зона прожилков выполнена скоплениями зерен титаномагнетита со структурами распада и непрозрачным хлоритоподобным веществом. Непосредственно на границе зоны титаномагнетита с оливинитовым агрегатом происходит видимое увеличение размеров зерен оливина, количество ферришпинели резко сокращается и появляются отдельные зерна титаномагнетита (рис. 1 б, г). При этом состав оливина становится более железистым и соответствует хризолиту (Fo<sub>83</sub>).

Минералы бора находятся в виде мелких включений внутри зерен форстерита во внешней зоне прожилков и в зернах хризолита на границе внешней и внутренний зоны. Боровая минерализация представлена варвикитом (Mg,Ti,Fe,Cr,Al)<sub>2</sub>O(BO<sub>3</sub>), людвигитом (Mg)<sub>2</sub>Fe<sup>3+</sup>O<sub>2</sub>(BO<sub>3</sub>), азопроитом (Mg,Fe<sup>2+</sup>)<sub>2</sub>(Fe<sup>3+</sup>,Ti,Mg)O<sub>2</sub>(BO<sub>3</sub>), суанитом Mg<sub>2</sub>B<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и котоитом Mg<sub>3</sub>(BO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>.

Варвикит образует мелкие удлиненные кристаллы коричневого цвета размером до 25 µm и встречается довольно часто как виде мономинеральных включений в оливине, так и в срастании с другими акцессорными минералами (рис. 1 б-г). Находки остальных боратов носят единичный характер, а их зерна обычно существенно меньше по размеру. Азопроит встречается виде мономинеральных включений в хризолите (рис. 1 б), и в многофазных включениях вместе с варвикитом, суанитом, апатитом и высокоглиноземистым клинопироксеном (рис. 1 в). Людвигит и котоит обнаружены в многофазном включении в форстерите (Fo<sub>98</sub>) в ассоциации со шпинелью и Sr-содержащим фторапатитом.

Изучение минералов бора выполнялось в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток зонда – 1,6 нА, время набора спектров на образцах – 60 секунд. Представительные составы борных минералов приведены в таблице.

При пересчете составов на формулу по кислородному методу оказалось, что для большинства из них количество бора в формуле на 0,1-0,2 ф.е. больше стехиометричного (табл.). По-видимому, это связано с точностью определения концентрации B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> методом сканирующей микроскопии.

В процессе изучения борных минералов были выявлены следующие особенности их химического состава. Варвикит имеет выдержанный состав с нехарактерной для этого минерала, но постоянной примесью окиси циркония в пределах 1,3-2,1 мас.%. В людвигите и азопроите часть 3-х валентного железа замещена алюминием. В суаните и котоите часть магния замещена железом.



Рис. 1. Позиция минералов бора в оливине такситовых габбродолеритов верхней эндоконтактовой зоны интрузии Норильск-1. А – общий вид оливинитового агрегата; Б-Г – позиция минералов бора. Wr – варвикит, Az – азопроит, Sn – суанит, Fo – оливин, Px – клинопироксен, Sp – шпинель, Ti-Mt – титаномагнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит. Изображения в обратнорассеянных электронах.

Комп.			Вары	икит			Людвигит	Азопроит	Суанит	Котоит
TiO <sub>2</sub>	11,11	11,33	11,69	12,74	12,78	13,36	2,00	1,53	Н.О.	Н.О.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,86	5,71	5,46	4,95	4,67	4,50	12,24	5,42	Н.О.	Н.О.
FeO	29,07	29,19	29,92	28,89	28,89	28,83	19,81	54,06	8,81	1,31
MnO	0,12	0,14	0,12	0,15	0,12	0,19	н.о.	0,21	0,19	0,18
MgO	25,04	25,12	25,14	26,02	26,02	26,48	42,12	18,39	45,95	60,48
CaO	0,10	0,08	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	0,10	Н.О.	0,28	Н.О.
$ZrO_2$	1,34	1,38	1,46	1,76	2,11	1,84	0,20	н.о.	Н.О.	Н.О.
$B_2O_3$	25,73	27,56	26,31	24,41	25,15	26,79	18,81	19,19	47,3	39,13
Сумма	98,37	100,51	100,10	98,92	99,74	101,99	95,28	98,80	102,53	101,10
Количество в	катион	ов в пер	ресчете	на 4 С	) <sup>-2</sup> (вар	викит),	5 О-2 (люд	вигит, азог	проит, су	анит)
			-	и 6 О	<sup>2</sup> (кото	оит) (ф.	e)			
Ti	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1	-	-
Al	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,5	0,2	-	-
Fe	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	1,7	0,2	<0,1
Mn	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1
Mg	1,0	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	2,1	1,0	1,7	2,8
Ca	< 0,1	<0,1	-	-	-	-	<0,1	-	<0,1	-
Zr	<0,1	<0,1	<0,1	< 0,1	< 0,1	<0,1	<0,1	-	-	-
В	1,1	1,2	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	2,0	2,1
Сумма	3,1	3,1	3,0	3,0	3,0	3,0	4,2	4,1	3,9	4,9

## Представительные составы боратов в массовых процентах и формульных единицах

Примечание: н. о. – компонент не обнаружен.

Таким образом, нами впервые обнаружены бораты магния и железа в виде самостоятельных фаз во включениях в оливине в такситовых габбродолеритах верхнего эндоконтакта интрузии Норильск-1. Эта находка не случайна, учитывая то, что повышенные концентрации бора в эндоконтактовых зонах Черногорской и Верхнеталнахской интрузий отмечались предыдущими исследователями [1, 2, 4].

Наличие прожилков, обогащенных окиснорудными минералами, связанных с ними агрегатов хризолита, форстерита и борной минерализацией свидетельствуют о процессах перекристаллизации такситов под воздействием флюида, обогащенного бором. Учитывая повышенные концентрации бора в верхних эндоконтактовых зонах других рудоносных интрузий, можно сделать вывод о том, что наличие подобных флюидов характерно для всех рудоносных интрузий норильского типа. Остаётся открытым вопрос о том, происходила ли перекристаллизация такситов бороносными флюидами на поздемагматической или постмагматической стадии, и связан ли этот процесс с образованием малосульфидных руд в верхней части рудоносных интрузий.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проекты 0330-2016-0001 и 0330-2016-0003, и при поддержке РФФИ, грант 16-05-01042

1. Альмухамедов А. И. Петров Л. Л. Фтор, бор и бериллий в траппах Сибирской платформы // Геохимия. 1978. №7. С. 979-990.

2. Рябов В. В. Ликвация в природных стеклах (на примере траппов). Новосибирск: Наука, 1989. 223 с.

3. Анастасенко Г. Ф. Распределение бора в породах и минералах трапповой формации северо-запада Сибирской платформы // Геохимия. 1973. № 10. С. 1481-1489.

4. Рябов В. В., Шевко А. Я., Гора М. П. Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2000. Т. 1. 408 с.

Шевко Артем Яковлевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГМ СО РАН, Новосибирск

## The Settings of M-UM Intrusions in LIPs and Implcations for Metallogeny

© <u>R. E. Ernst<sup>1,2</sup></u>, S. M. Jowitt<sup>3</sup>, J. A. Blanchard<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

<sup>2</sup> Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>3</sup> Department of Geoscience, University of Nevada, Las Vegas, USA

We provide an overview of the setting of mafic-ultramafic intrusions as part of the plumbing system of Large Igneous Provinces and consider the metallogenic implications.

Keywwords: Large Igneous Provinces, Ore Deposits, Layered intrusions, Mafic-Ultramafic intrusions.

## Положение ультрамафит-мафитовых интрузивов в Крупных Изверженных Провинциях и приложение к металлогении

<u>Р. Е. Эрнст</u><sup>1, 2</sup>, С. М. Джоитт<sup>3</sup>, Дж. А. Блэнчард<sup>1</sup> <sup>1</sup> Департамент наук о Земле, Карлтонский университет, Оттава, Канада

<sup>2</sup> Факультет геологии и географии, Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>3</sup> Департамент геофизических исследований, Университет Невады, Лас-Вегас, США

Мы предоставляем обзор положения ультрамафит-мафитовых интрузивов как части подводящих каналов Крупных Изверженных Провинций и рассматриваем металлогенические следствия.

Ключевые слова: Крупные Изверженные Провинции, Рудные месторождения, Расслоенные интрузивы, Ультрамафит-Мафитовые интрузивы.

Mafic-ultramafic (M-UM) intrusions are key exploration targets for a range of different mineral deposits (e.g. magmatic sulphide Ni-Cu-platinum group element (PGE) deposits) and many are linked to Large Igneous Provinces (LIPs) [e.g. 9, 11]. Here we outline a preliminary framework that describes the different types of M-UM intrusions associated with LIPs:

1. Magmatic underplate: The largest M-UM intrusions may correspond to magmatic underplates located at the base of the crust. For LIPs this is typically generated by partial melting of the underlying mantle plume head, yielding underplates that may be up to several hundred km across and 10-20 km thick. Speculatively, cooling and crystallization of the underplate may release fluids and metals 30-100 myr later that form hydrothermal Cu & Pb-Zn deposits at shallow crustal levels [12]; e.g. associated with the Emeishan LIP).

2. "Beads" of multiple mid-crustal M-UM intrusions surrounding a plume centre with a radius of hundreds of km: The plume centre for the 1270 Ma Mackenzie LIP is surrounded by a ring of six gravity/aeromagnetic anomalies [1] that represent mid-crustal M-UM intrusions 10s of km across and a few km thick [3]. These intrusions are located at the edge of a magmatic underplate and were likely generated from the edge of that underplate [3].

3. Links between deep intrusions and shallow economic intrusions: One of the mid-crustal intrusions surrounding the Mackenzie plume centre is geophysically linked to the exposed Muskox layered intrusion that is prospective for Ni-Cu-PGE mineralization. It is postulated that other mid-crustal intrusions that circumscribe the Mackenzie plume centre (type 2 above) could also be linked to shallow bodies with economic potential [3].

4. Chonoliths: Economically significant Ni-Cu-PGE sulphide ore deposits can be associated with tubular intrusions termed chonoliths that represent conduits for significant magma flow [2]. The Norilsk and Talnakh chonoliths of the Siberian Trap LIP are spatially associated with the major translithospheric Kharaelakh fracture zone, but the dominant setting of these and other chonoliths within a LIP context remains unclear.

5. "Beads' of layered intrusions linearly aligned along and associated with rifts zones, likely part of triple junction systems [3, 10].

6. Stratiform M-UM intrusions emplaced in sedimentary hosts: This class includes the classic Bushveld and Stillwater type complexes, where the largest such stratiform M-UM intrusions are probably proximal to mantle plume centres. However, smaller stratiform M-UM intrusions could also potentially be located more distally from the plume centre (and fed via radiating swarms; see type 7 below).

7. M-UM intrusions at a distance from the plume centre fed by the radiating dyke swarm: Many LIPs have associated radiating dyke swarms focused on the plume centre that can channel magma laterally for distances of up to several 1000 km away from the plume centre [6, 7]. If the radiating swarm intersects a sedimentary basin, the dykes can reorient and be emplaced as sills instead, some of which may be prospective hosts for magmatic mineralization.

<u>8. M-UM intrusions hypothesized to be associated with giant circumferential dyke swarms:</u> A new class of regional dyke swarms termed "giant circumferential" has now been recognized [4, 5, 8]. These circumscribe the plume centres of LIP events at distances up to nearly 2000 km in diameter and we speculate that local M-UM intrusions may underlie or overlie parts of these circumferential swarms.

<u>9. Dyke-like layered intrusions:</u> Dyke-like layered intrusions (e.g Great Dyke of Zimbabwe, Jimberlana dyke, Great Dyke of Mauritania) are typically of economic (Ni-Cu-PGE importance) and likely trend toward the plume centre.

1. Baragar W.R.A., Ernst R.E., Hulbert L., Peterson T. Longitudinal petrochemical variation in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield // Journal of Petrology. 1996. V. 37. P. 317–359.

2. Barnes S.J. et al. The mineral system approach applied to magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits // Ore Geology Reviews. 2016. V. 76. P. 296-316.

3. Blanchard J.A., Ernst R.E., Samson C. Gravity and magnetic modelling of layered mafic-ultramafic intrusions in large igneous province plume centre regions; Case studies from the: 1.27 Ga Mackenzie, 1.38 Ga Kunene-Kibaran, 0.06 Ga Deccan and 0.13-0.08 Ga High Arctic events // Canadian Journal of Earth Sciences. 2017. V. 54. P. 290-310.

4. Buchan K.L., Ernst R.E. Giant circumferential dyke swarms on Earth as possible analogues of coronae on Venus // Lunar and Planetary Science Conference 47. 2016. Abstract #1183.

5. Buchan K.L., Ernst R.E. A Giant Circumferential Dyke Swarm Associated with the High Arctic Large Igneous Province (HALIP) // Gondwana Research. 2017 (in prep.)

6. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press. 2014. 653 p.

7. Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // AGU Geophysical Monograph. 1997. V. 100. P. 297–333.

8. Ernst R.E., Buchan K.L. Arcuate dyke swarms associated with mantle plumes on Earth: implications for Venusian coronae // Extended Abstract. 29th Lunar and Planetary Science Conference. March, 1998. Houston, Texas. 1998. Abstract #1021 (published only as CD).

9. Ernst R.E., Jowitt S.M. Large igneous provinces (LIPs) and metallogeny // Colpron M. et al., eds. Tectonics, metallogeny, and discovery: The North American Cordillera and similar accretionary settings. Society of Economic Geologists Special Publication. 2013. V. 17. P. 17-51.

10. Klausen M.B., Larsen H.C. East Greenland coast – parallel dike swarm and its role in continental breakup // Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J., Baker J., eds. Volcanic Rifted Margins. Geological Society of America Special Paper. 2002. V. 362. P. 133–158.

11. Naldret A.J. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 669–688. 385

12. Xu Y. et al. Origin of hydrothermal deposits related to the Emeishan magmatism // Ore Geology Reviews. 2014. V. 63. P. 1-8.

**Ричард Эверетт Эрнст**, научный сотрудник Карлтонского университета, профессор кафедры петрографии геологогеографического факультета и ведущий научный сотрудник лаборатории геохронологии и геодинамики Томского государственного университета

## Минеральный состав и генезис поликомпонентных руд (Pb, Zn, Ag, Au, ЭПГ) Мыкерт-Санжеевского поля (Западное Забайкалье)

© Л. И. Яловик<sup>1</sup>, <u>А. В. Татаринов<sup>1</sup></u>, И. Г. Быстров<sup>2</sup>, А. Г. Миронов<sup>1</sup> <sup>1</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ialovik@bsc.buryatia.ru <sup>2</sup> Всероссийский институт минерального сырья МПР, Санкт-Петербург, Россия

Рудолокализующими структурами рудного поля являются лозанжевые структуры, состоящие из мозаичных скоплений блоков-дуплексов, разделенных узкими тектоническими швами. К этим швам, представленных аподайковыми и апосиенитовыми динамометаморфитами (брекчии, катаклазиты, милониты) и механометасоматитами (кварцевые, карбонаткварцевые жилы), приурочены скопления поликомпонентных руд. Выделены минеральные ассоциации различных этапов динамометаморфических преобразований исходных горных пород, геохимически специализированных на Pb, Zn, Ag, Au, ЭПГ. Они указывают на деформационный (тектоно-метаморфический) механизм мобилизации и концентрирования рудных компонентов за счет механохимических реакций в условиях сдвигового тектогенеза.

Ключевые слова: лозанжевые структуры, благородные, цветные металлы, деформационный механизм мобилизации.

## Mineral Composition and Genesis of Multicomponent Ores (Pb, Zn, Ag, Au, EPG), Mykert-Sanzheevka Ore Field, Western Transbaikalia

Yalovik L. I.<sup>1</sup>, <u>Tatarinov A. V.<sup>1</sup></u>, Bystrov I. G.<sup>2</sup>, Mironov A. G.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geological Institute, Siberian Branch, Russian Science Academy, Ulan-Ude, Russia, ialovik@bsc.buryatia.ru <sup>2</sup> All-Russian institute of the mineral raw materials, St. Petersburg, Russia

Ore localization structures at the ore field are the losange structures consisting of mosaic congestions of the blocks duplexes divided by narrow tectonic seams. To these seams, presented by apodyke and aposienite dinamometamorphits (breccias, kataklasites, milonites) and mekhanometasomatites (quartz, carbonate-quartz veins), are dated congestions of multicomponent ores. Mineral associations of various stages the dynamometamorphism transformations of initial rocks, geochemical specialized are allocated for Pb, Zn, Ag, Au, EPG. They point to the deformation (tektono-metamorphic) mechanism of mobilization and concentration of ore components due to mechanochemical reactions in the conditions of a shift tectogenesis.

Keywords: losange structures, precious, base metals, deformation mechanism of mobilization.

Благороднометалльно-полиметаллическая минерализация Мыкерт-Санжеевского рудного поля [1] рассматривается в составе Удино-Витимской металлогенической зоны (юго-западное окончание). Ранее этот объект, площадью 70 км<sup>2</sup>, относили к Джидино-Витимской полиметаллической [5] или серебро-полиметаллической [4], а также сереброносной Гильберинской [2, 3] зонам. Предполагался гидротермальный генезис руд в связи с формированием плутонических магматических пород габбро-монцо-диорит (сиенит)-диоритовой серии.

По данным геологических съемок и поисковых работ ПГО "Бурятгеология", большая часть площади рудного поля сложена сиенитами и диоритами бичурского комплекса среднего палеозоя с мезозойскими дайками диоритовых порфиритов, микродиоритов, диабазов. За ее пределами широко распространены тела неопротерозойских габброидов икатского комплекса.

На площади распространения палеозойских гранитоидов Мыкерт-Санжеевского рудного поля наряду с упомянутыми габброидами известны мелкие останцы амфиболитов, кристаллосланцев итанцинской свиты, датируемой неопротерозоем. По данным [3] в элювиально-делювиальных образованиях встречаются крупные обломки и глыбы интенсивно катаклазированных скарноидов и серпентинитов.

Весь комплекс горных пород, слагающих Мыкерт-Санжеевское рудное поле, интенсивно дислоцирован, как и другие рудные поля Удино-Витимской металлогенической зоны, принадлежащей к шарьяжно-надвиговому тектонотипу. Рудолокализующими структурами рудного поля являются лозанжевые структуры (рис. 1), подобные тем, которые широко известны на Илинском золоторудном месторождении в Восточном Забайкалье (Татаринов, Яловик, Яловик, 2007).

В данном случае лозанжевые структуры представляют собой мозаичные скопления ромбоэдрических и тетраэдрических блоков-дуплексов, разделенных узкими тектоническими швами. К этим межблоковым швам, представленных аподайковыми (рис. 2) и апосиенитовыми динамометаморфитами (брекчии, катаклазиты, милониты) и механометасоматитами в виде кварцевых, карбонат-кварцевых жил, приурочены скопления поликомпонентных руд.



Рис. 1. Лозанжевая структура участка Северного Мыкерта Санжеевского рудного поля

1 – аллювиальные четвертичные отложения; 2 – сиениты; 3 – катаклазированные и окварцованные "серые" гнейсы;
 4 – амфиболиты; 5 – хлоритовые, гидрослюдистые, гидрослюдисто-хлоритовые динамометаморфиты по основным породам с жильной и гнездово-вкрапленной кварц-галенитовой с серебром, золотом, Рt и Pd минерализацией



Рис. 2. Рудное тело свинцово-цинковых с благородными металлами руд (участок Санжеевка Мыкерт-Санжеевского рудного поля)

1 – сиениты; 2 – разбудинированная дайка основных пород; 3 – гидрослюдисто-хлоритовые образования по основным породам дайки, с линзами, гнездами массивных и вкрапленных кварц-сфалерит-галенитовых, сфалерит-галенитовых руд с Ag, Au, Pt и Ru минерализацией

Рудная минерализация представлена сплошными и гнездово-вкрапленными сульфидными обособлениями, обычно с преобладанием галенита. Видовой состав рудных минералов приведен в таблице. Отметим, что кроме визуальных индивидов галенита, сфалерита, магнетита, иногда халькопирита, аргентита, пирита, самородного золота, остальные рудные минералы имеют микро- и наноразмеры. До сих пор проблематична минеральная форма ЭПГ.

Первичным источником рудного вещества являлись докембрийский ультрабазит-базитовый комплекс низов земной коры. Доказательством этому служат модельные возрастные датировки (556-648 млн лет), полученные при изотопном анализе Pb. Эта рудная геохимическая специализация была унаследована палеозойскими диоритами, сиенитами, дайками основного состава (вероятно мезозойского возраста).

Механизмы геохимической мобилизации и концентрирования рудного вещества – деформационный (тектоно-метаморфический) за счет механохимических реакций в условиях сдвигового тектогенеза.

Таблица

## Минеральный состав рудных динамометаморфитов Мыкерт-Санжеевского поля

Этапы динамометаморфизма	Основные минеральные ассоциации
І этап. Преимущественно катакластиче-	По пироксену и роговой обманке – биотит, хлорит, актинолит, светлая
ской фации. Деформационные преобра-	слюда, ильменит.
зования минералов исходных пород.	По плагиоклазу – калишпат, серицит, кварц.
	По титаномагнетиту – магнетит, ильменит.
ІІ этап. Преимущественно милонитовой	По ильмениту – сфен, анатаз (лейкоксен), магнетит.
фации. Деформационные преобразова-	По магнетиту – мартит, гематит, Fe-карбонат, гётит.
ния минералов исходных пород и ката-	По биотиту – мусковит, рутил, сфен, роговая обманка.
клазитов I этапа.	По основному и среднему плагиоклазу – калишпат, альбит, серицит, ко-
	ричневая слюда, кварц.
	По пирротину – рутил, магнетит, пирит.
	По роговой обманке – зеленый хлорит, галенит.
III этап. Преимущественно – механоме-	Кальцит, Мп-кальцит, сидерит, церуссит, гидрослюда, галенит, сфалерит,
тасоматиты, с образованием жил кварце-	вюртцит, аргентит, тетраэдрит, эмплектит, антимонит, висмутин, купе-
вого, карбонат-кварцевого и сульфидно-	рит?, лаурит?, платтнерит, ковеллин, магнетоплюмбит, кераргирит, хло-
го состава. Деформационные преобразо-	ралюминит, фольбортит, моттрамит, гётит, самородные Pb, Au, Ag, Pt(?),
вания минералов исходных пород и ран-	тетрааурикуприд (?).
них динамометаморфитов.	

1. Ковалевский А. Л. Литобиогеохимические поиски платиноидов // Отечественная геология. 1993. № 8. С. 27-35.

2. Особенности биогеохимической миграции платины и палладия в ландшафтах южной тайги Забайкалья / А. Л. Ковалевский, О. М. Ковалевская, Э. М. Татьянкина, С. И. Прокопчук // Доклады Академии наук. 1998. Т. 358, № 2. С. 248-251.

3. Ковалевский А. Л. Собственная серебряная минерализация в Гильберинской зоне глубинных разломов, Забайкалье // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Металлогения. Магадан, 2001. Т. 2. С. 235-238.

4. Новые типы платино-рутениевой минерализации в серебро-полиметаллических рудах / А. Г. Миронов [и др.] // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395, № 2. С. 231-235.

5. Царев Д. И. Джидино-Витимская верхнепалеозой-мезозойская полиметаллическая зона (Западное Забайкалье) // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. С. 36-49.

*Татаринов Александр Васильевич*, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник ГИН СО РАН, Улан-Удэ

## Mantle Sources of the Paleoproterozoic PGE-bearing Monchetundra Massif Mafic Rocks (Fennoscandian Shield)

© <u>E. L. Kunakkuzin</u>, T. B. Bayanova, L. I. Nerovich, E. S. Borisenko, P. A. Serov Geological Institute of KSC RAS, Apatity, Russian Federation, kunakkuzin@geoksc.apatity.ru

This paper presents results of Nd-Sr research for mafic rocks from the PGE-bearing Monchetundra massif, the Main Ridge. According to the new isotopic data mafic rocks of the massif different in age are characterized by various isotopic and geochemical characteristics. In general the Nd-Sr isotopic and geochemical data indicate that the main varieties of Monchetundra rocks have formed from mantle source enriched in large ion lithophile elements. The most likely reason of values scatter is evolution of the mantle source during the plume-lithosphere interaction.

Keywords: isotope geochemistry, Nd-Sr isotope, mantle sources, layered intrusions, Fennoscandian shield.

## Мантийные источники базитов ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит)

<u>Е. Л. Кунаккузин</u>, Т. Б. Баянова, Л. И. Нерович, Е. С. Борисенко, П. А. Серов Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия, kunakkuzin@geoksc.apatity.ru

В тезисах представлены результаты Nd-Sr исследований для пород ЭПГ-содержащего массива Мончетундра. Новые данные свидетельствуют, что разновозрастные комплексы массива имеют различия в изотопно-геохимических характеристиках. В целом, Nd-Sr изотопно-геохимические данные свидетельствуют о формировании основных разновидностей пород массива Мончетундра из обогащенного литофильными элементами мантийного источника. Разброс значений между группами пород, скорее всего, связан с эволюцией мантийного источника в процессе плюм-литосферного взаимодействия.

Ключевые слова: изотопная геохимия, Nd-Sr изотопия, мантийные источники, расслоенные интрузии, Фенноскандинавский щит.

The Mochetundra massif (MM) located in the central part of the Kola Peninsula is the eastern branch of the largest Paleoproterozoic gabbro-anorthosite Main Ridge massif and placed between three large Precambrian geological structures of the Kola region: the Belomorian and Kola megablocks and the Paleoproterozoic Pechenga-Imandra-Varzuga paleorift. In the west and north, the MM borders on the extending meridionally part of the Main Ridge – Chuna-Volch'yi tundry. In the east, Cu-Ni-Cr-PGE-bearing layered maficultramafic intrusion Monchepluton is occurred. The MM is a promising for finding economic noble mineralization along with Fedorovo-Pana complex, Mt. General'skaya, and Monchepluton with deposits and occurrences of Pt-Pd and Cu-Ni ores [1, 2].

Geology and internal structure of the MM is a combination of mafic rocks differing in age of formation and a complex of mafic dikes, formed during multiple intrusions. According to the petrographic and U-Pb isotope-geochronological data [2, 3, 4], the mafic rocks of the MM are subdivided at least four groups.

The results of Nd-Sr research of the mafic rocks differed in ages from the Monchetundra massif showed various isotope-geochemical features for each of varieties.

The oldest rocks of the massif (metagabbroides) show a wide range of  $\varepsilon_{Nd}(T)$  values between +0.02 and -2.23 and Mezo- to Paleo-Archean  $T_{DM}$  ages. Trachytoid gabbronorites have more radiogenic Nd and Sr compositions than other rocks of the massif. The  $\varepsilon_{Nd}(T)$  and  $T_{DM}$  values for them range from -1.70 to +1.42 and from 2.7 to 3.5 Ga respectively. The  $\varepsilon_{Nd}(T)$  values for massive gabbronorites vary between -3.38 and +2.08, and  $T_{DM}$  ages for them are in the range from 3.4 to 2.7 Ga. Gabbro-pegmatites were formed at the final stage of massif forming and have negative  $\varepsilon_{Nd}(T)$  values (-1.26 to -0.63) and  $T_{DM}$  of 3.2 to 3.0 Ga.

Forming of the Monchetundra massif rocks as well as other Fennoscandian mafic-ultramafic intrusions, such as Fedorovo-Panskiy massif, mt. Generalskaya, Monchepluton, Olanga complex, Portimo-Penikat-Kemi complex, is likely to connect with the long life lower mantle plume acting at the time of 2.52-2.39 Ga [5, 6]. The isotopic Nd and Sr data for the mafic rocks of the layered Fennoscandian intrusions indicate to forming from the enriched EM-I-type mantle source [6].



Fig.1 Correlation between Nd and Sr isotope composition of Monchetundra massif gabbronorites. Fields of mantle reservoirs MORB, OIB, HIMU, EM-1, EM-2 according by [7].

Thus, according to the known [2, 6] and new isotope-geochemical Nd-Sr data the MM mafic rocks were formed from a mantle source enriched in lithophile elements, similar with the EM-1 type mantle source [6, 7]. The variations of isotopic values in different groups of rocks are likely to cause by the evolution of the long life mantle reservoir during the plume-lithospheric interaction.

The studies were supported by the Russian Foundation of Basic Researches (RFBR), project no. 15-35-20501, 16-05-00305, 16-05-00367

1. Grohovskaya T.L. et al. The PGE ore mineralization in the Monchegorsk magmatic layered complex (Kola Peninsula, Russia) // Geology of Ore Deposits. 2003. V. 45, №4. P. 287-308.

2. Nerovich L.I. T.B. et al. An Interreg-Tacis Project: Strategic Mineral Resources of Lapland - Base for the Sustainable Development of the North. 2009. V. II. P. 97-112.

3. Bayanova T.B. et al. The Monchetundra basic massif of the Kola region: new geological and isotope geochronological data // Doklady Earth Sciences. 2010. T. 431, N<sup>1</sup>. P. 288-293.

4. Borisenko E.S. et al. The Paleoproterozoic Monchetundra mafic massif (Kola Peninsula): new geological and geochronological data // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 465. P. 1107-1111.

5. Mitrofanov F.P. et al. East Scandinavian and Norilsk plume mafic large igneous provinces of Pd-Pt ores: geological and metallogenic comparison // Geology of Ore Deposits. 2013. T. 55, № 5. P.305-319/

6. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanof F. Timing and duration of palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geological Society London Special Publication. 2009. V. 323. P. 165-198.

7. Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from ocean volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.

*Кунаккузин Евгений Леонидович*, младший научный сотрудник, Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Мурманская область

# СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Аббасов Н. А., Гасанов Ф. Д., Сафари М. Г., Мусазаде Т. М., Гусейнова А. Н. Рудоконтролирующее зна-	_
чение гранодиорит-порфировых интрузий в Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа	7
Альоеков А. Ю., Боико П. С. Палеопротерозоиская дунит-перидотит-гаоороноритовая формация курско-	11
Апискии А А Ланюшевский П В Фиорентици М Пшениции И В Николаев Г С Кислов F В Бар-	11
Арискин А. А., Данюшевский Л. Б., Фиорентини М., Пшеницын И. Б., Пиколаев Г. С., Кислов Е. Б., Бар- мина Г. С. Повеление платиноилов ирилиевой группы и ролия на ранних сталиях лифференцизиии Ловырен-	
мина Г. С. Поведение платиноидов иридистой группы и родия на ранних стадиях дифференциации довырен- ских магм	13
Артеменко Г В Геохимия метабазитов Павловской и Зеленогайской зеленокаменных структур Восточно-	15
го Приазовья (Украинский шит)	18
Асавин А. М., Горбунов А. А., Аносова М. О., Векслер И. В. Оценка параметров кристаллизации и редко-	
элементного состава интерстициального расплава в расслоенном комплексе Восточно-Панского массива	22
Асеева А. В., Чащин А. А., Высоцкий С. В., Карабцов А. А., Зарубина Н. В. Гранатсодержащие гиперба-	
зитовые включения и гранатовые мегакристы в щелочных базальтоидах Шаврын-Царам (Монголия): минера-	
логия и геохимия REE	26
Бабинцев Н. А., Чернышов А. И. Малосульфидные платинометальные рудопроявления северо-запада Во-	
сточно-Саянской платино-никеленосной провинции как аналог платинометальных месторождений комплекса	
Портимо (Финляндия)	30
Бадмацыренова Р. А. Роль анортозитов в образовании Fe-Ti-P оруденения	33
Бадрединов З. Г., Марковский Б. А., Тарарин И. А., Чубаров В. М. О калиевости пикритов Восточной	~-
Камчатки	35
Базылев Б. А., Леднева Г. В., Бычкова Я. В., Кузьмин Д. В., Кононкова Н. Н. Особенности геохимии ду-	20
нитов и захваченных ими расплавов	39
Баянова 1. Б., Корчагин А. У., Чащин В. В., Суроотин В. В., Серов II. А., Лялина Л. М., Каменскии И. Л.,	
Елизаров Д. Б., Дрогооужская С. Б. значение оаделения для плюмовых процессов с АК по Р2 время в С-Б	40
части Фенноскандинавского щита (Арктическии регион)	42
спектиры апатитоносности	17
Беляер F В Рудоносность Малкинского базит-ультрабазиторого массира (Северный Карказ)	50
Богина М М Чистяков А В Шарков Е В Хвостиков В А Бурмий Ж П Зпобин В Л Мончегорский	50
расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс: новые минералогические и изотопно-геохимические данные	
по ультрамафитовой части расслоенной серии	54
Бочаров В. Л. Апатитовые руды в ультрамафит-карбонатитовых комплексах докембрия	58
Бочаров В. Л., Строганова Л. Н., Бочаров С. В. Распределение радиоактивных элементов в щелочных уль-	
трамафит-мафитовых породах и карбонатитах юго-запада Воронежского кристаллического массива	62
Брянчанинова Н. И., Макеев А. Б., Боева Н. М. Возможности современного термографического метода	
для изучения серпентинов	65
Васильев В. И., Жатнуев Н. С., Васильева Е. В. К проблеме глубинной дегидратации субдуцирующей	
плиты	69
Васильев Ю. Р., Гора М. П. Ультрамафит-мафитовый комплекс Гулинского плутона (Полярная Сибирь)	73
Володькова Т. В. Массив Кондер по геофизическим данным	75
Врублевская Т. Т., Хубанов В. Б. Минералогические индикаторы условий кристаллизации лампрофиров	~~~
I усиноозерской дайки (Западное Забайкалье)	80
Высоцкий С. В., Орсоев Д. А., Игнатьев А. В., Веливецкая І. А., Асеева А. В. Источник серы для Ni-Cu	
сульфиднои минерализации Мончегорского интрузивного комплекса (Кольскии полуостров, Россия) по	02
Мультиизотопным данным В Стананар В Е Шаниания и индикаторы малорий образорания наридати	65
тенералова л. Б., Билык п. г., Степанов Б. Б. шпинелиды – индикаторы условии образования перидоти-	87
Гипьберт Н А Жиолик С М Айриани F В Белании Л К Киселера О Н Геолинаминеская обстанов-	07
ка формирования Vnah-Capt лагского массива (Восточный Саян. Россия)	90
Глазунов О М Радомская Т А Особенности распределения платиноилов в рудах Кингашского и Но-	70
рильского месторожлений	94
Голич А. Н., Высонкий С. В. Петрология офиолитового комплекса полволной горы Хахалжима (Илзу-	<i>.</i>
Бонин-Марианская преддуговая система)	98
Гора М. П., Калугин В. М., Шевко А. Я., Изох А. Э. Окислительно-восстановительные условия кристаллизации	
Талнахской интрузии Норильского района	101
Гурьянов В. А., Приходько В. С., Петухова Л. Л., Песков А. Ю. Минералого-геохимические особенности даек	
коматиитов Кун-Маньёнского рудного поля: источники, условия и обстановка формирования (юго-восточное об-	
рамление Сибирской платформы)	105
Дамдинов Б. Б., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Травин А. В. Геохимия и возраст базитов Ехэ-	
Шигнинского офиолитового массива (Восточный Саян, Россия)	108
Дорошков А. А. Динамическая модель структуры данных геологических исследований	112
Егоров М. С., Семёнов В. С., Алексеев Н. Л., Каменев И. А. Метаморфические преобразования Fe-Cu-Ni	
сульфиднои минерализации в мезопротерозойских метагабброидах островов Рёуэр (Берег Ингрид Кристен-	
сен, Антарктида)	114

Егоров М. С., Семёнов В. С., Яковлева О. А. Малосульфидная минерализация в норитах «Ринг», оазис	
Вестфолль, Антарктида Елбаев А. Л., Горлиенко И. В. Особенности вешественного состава Хутульского ультрамафит-	118
мафитового массива (Северная Монголия)	122
ерофеева К. Г., Самсонов А. Б., Степанова А. Б., Егорова С. Б., Ковальчук Е. Б. петрологические осооен- ности палеопротерозойских (2400 млн лет) интрузий базитов Кольской провинции Феноскандинавского щита	125
Жатнуев Н. С. Кимберлиты: механизмы формирования, извержения и устойчивость алмаза	128
сульфидного хромититового горизонта интрузии Норильск-1	131 136
Казанов О. В., Корнеев С. И., Петров С. В., Фролова А. А., Низамов И. И. Новые данные о платиноме-	150
тальной минерализации участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного массива (Кольский п-ов)	140
Балтийского щита	144
Киселева О. Н., Айриянц Е. В., Белянин Д. К., Жмодик С. М. Первые данные о платинометальной мине- радизации в хромититах массива Улан-Сарьлаг (Восточный Саян Россия)	148
Кислов Е. В. Минерально-сырьевая база нефрита: проблемы и решения Кислов Е. В., Слипенчук М. В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые комплексы в Центральной экологи-	152
ческой зоне Байкальской природной территории	157
плавами вмещающих пород при образовании Ni-Cu-ЭПГ руд в массивах Восточного Саяна	160
Корост Д. В., Арискин А. А., Пшеницын И. В., Япаскурт В. О., Соболев С. Н., Хомяк А. Н., Рязан-	
цев к. м. компьютерная томография как инструмент исследовании платинометальных анортозитов иоко- Довыренского расслоенного массива	162
Кудряшов Н. М., Зозуля Д. Р., Мокрушин А. В., Удоратина О. В., Кобл М. А. Архейские габбро-анортозиты	166
Куликов В. С., Куликова В. В., Бычкова Я. В. Интрузивы палеорифта Ветреный Пояс как реликты магма-	100
тических камер в палеопротерозойской верхней коре	169
Куликова Б. Б., Бычкова Л. Б., Куликов Б. С. Коматинтовая формация в истории земли как отражение эволю- ции вещества углистых хондритов в составе оболочек планеты	172
Лавренчук А. В., Скляров Е. В., Изох А. Э., Котов А. Б., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В. Бирхинская вул-	
кано-плутоническая ассоциация (Ольхонскии раион, западное приоаикалье) – петрологические критерии комагматичности	175
Леднева Г. В., Лэйер П., Базылев Б. А., Кузьмин Д. В., Кононкова Н. Н. Триасовый эпизод магматизма и мета-	1 -
морфизма в комплексах Усть-Бельского террейна (Чукотка, Россия): возраст и геодинамическая обстановка Леснов Ф. П., Пинхейро М. А. П., Сергеев С. А., Медведев Н. С. Полихронные цирконы из пород ультра-	178
мафитовых массивов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия)	181
Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Самородные платиноиды в коренных рудах и россыпях Полярного, Приполярного Северного Урада и Тимана	185
Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б., Дорошков А. А. Модель рудообразования и геодинамический сценарий	
формирования платиноидно-медно-никелевых месторождений в структурах складчатого обрамления и выступов фунламента Сибирского кратона	189
Мокрушин А. В., Кудряшов Н. М., Габов Д. А., Хубер М. Сульфидная и благороднометальная минерали-	107
зация мезоархейского Патчемварекского габбро-анортозитового массива (Кольский регион, Россия) Монгуш А А Базитовый С. магматизм предлуговой зоны V2-С. островной луги (Тува): геологическое	191
положение, химический состав, геодинамическая позиция	193
Николаев Г. С., Бычков К. А., Арискин А. А. Моделирование котектик оливин-шпинелид и оливин-	106
Ойдуп Ч. К., Леснов Ф. П. К вопросу об изотопном возрасте габброидов Бирдагского ультрамафит-	170
мафитового массива (Юго-Западная Тува): результаты датирования цирконов U-Pb методом	199
зивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия): состав и условия формирования	203
Паламарчук Р. С., Степанов С. Ю., Варламов Д. А., Антонов А. В., Ханин Д. А. Минералы платиновой	206
Песков А. Ю., Гурьянов В. А., Диденко А. Н. Петро- и палеомагнитные исследования раннедокембрий-	200
ских мафит-ультрамафитов медно-никелевого месторождения Кунь-Маньё	210
массивов Платиноносного пояса Урала	213
Пожиленко В. И. Базит-гипербазиты Енского зеленокаменного пояса (северо-восток Фенноскандинавско-	216
Приходько В. С., Петухова Л. Л., Гурьянов В. А. Природа малых тел палеопротерозойских мафит-	210
ультрамафитов, развитых на юго-востоке Алдано-Станового щита	219
хромититов Западного рудного тела Главного Сарановского месторождения (Пермский край, Россия)	221
Пшеницын И. В., Арискин А. А., Николаев Г. С., Корост Д. В., Япаскурт В. О., Хомяк А. Н., Рязан-	
цев к. м. морфология, строение и состав сульфидных капель в оливиновых гаоороноритах иоко- Довыренского массива	223
Рампилова М. В., Рампилов М. О., Рипп Г. С., Дамдинов Б. Б., Дамдинова Л. Б. Геохимические особенно-	
сти и первые данные изучения флюидных включении в апогипероазитовых метасоматитах Саяно- Байкальской складчатой области	226

Рипп Г. С., Избродин И. А., Рампилов М. О., Ласточкин Е. И. О природе габбро-сиенит-гранитной серии на площади Ошурковского плутона (Западное Забайкалье)	230
ского наследия	233
Рыоникова З. П., Светов С. А. Петрология мезоархейских коматийтов Совдозерской структуры (цен- тральная Карелия, Россия)	236
геохимические и изотопные данные	239
тийных ультрамафитах Селятицкий А. Ю., Куликова К. В. Петрохимия UHP гранатовых ультрамафитов метаморфического ком-	242
плекса Марун-Кеу, Полярный УралСеров П. А., Баянова Т. Б., Стешенко Е. Н. Изотопно-геохимические свидетельства палеопротерозойского	246
магматизма Северо-Востока Балтииского щита и корово-мантииное взаимодеиствие Сидоров Е. Г., Толстых Н. Д. Особенности минералов платиновой группы гипербазитов Верхне- Хати пского меланика	250
Симакин А. Г., Шапошникова О. Ю., Некрасов А. Н., Салова Т. П., Кислов Е. В. Восстановленный угле- кислый флюид как фактор рудогенеза на примере аподоломитовых скарнов Довырена	252
Симонов В. А., Котляров А. В., Васильев Ю. Р., Приходько В. С. Условия формирования пироксенитов в пла- тиноносных ультраосновных массивах Сибирской платформы	260
Симонов В. А., Куликова А. В., Котляров А. В., Ступаков С. И. Петрогенезис гипербазитов из офиолитов Горного Алтая	262
служеникин С. Ф., Малич К. п., Григорьева А. В. интрузивы нижнеталнахского типа. петрология и руд- ная минерализация (Норильский район)	264 267
Смолькин В. Ф., Ткачев А. В. Эволюционные особенности металлогении хрома в истории Земли Спиридонов Э. М. Безникелевый медистый талфенисит сульфидоносных плагиоклазовых лерцолитов Йо-	269
ко-Довыренского интрузива, Северное Прибайкалье	272
гидротермальных ооразовании иоко-довыренского интрузива, Северное Приоаикалье Спиридонов Э. М., Арискин А. А., Кислов Е. В., Орсоев Д. А., Коротаева Н. Н., Николаев Г. С., Путинце- ва Е. В., Пшеницын И. В., Япаскурт В. О. Три генетических типа минералов благородных металлов в плагио- клазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного	274
Прибайкалья	277
но-гидротермальная минерализация благородных металлов в норильских сульфидных Co-Ni-Cu рудах Спиридонов Э. М., Кулагов Э. А., Степанов В. К. Реальные соотношения эффузивных траппов и рудонос-	280
ных интрузивных траппов Норильского рудного поля Степанов С. Ю., Паламарчук Р. С. Хромит-платиновые минерализованные зоны Вересовоборского кли-	283
Степанова А. В., Егорова С. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Арзамасцев А. А., Ларионова Ю. О. Лайки ранних палеопротерозойских базитов Кольской провиншии Фенносканлии: возраст. состав. условия	280
формирования	290
терозойский Кандалакашский анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимиче- ских особенностях циркона	292
Сu-Ni минерализации Талнахской интрузии (рудник Скалистый)	295
месторождений мафит-ультрамафитовых комплексов Шарков Е. В., Чистяков А. В., Щипцов В. В., Богина М. М. Геология и Fe-Ti-оксидная минерализация	299
среднепалеопротерозойского Елетьозерского сиенит-габбрового комплекса (Северная Карелия, Россия) Шевко А. Я., Калугин В. М., Гора М. П. Борная минерализация в верхнем эндоконтакте интрузии Но-	302
Эрнст Р. Е., Джоитт С. М., Блэнчард Дж. А. Положение ультрамафит-мафитовых интрузивов в Крупных Изверженных Провинциях и приложение к металлогении	309
Яловик Л. И., Татаринов А. В., Быстров И. Г., Миронов А. Г. Минеральный состав и генезис поликомпо- нентных руд (Pb, Zn, Ag, Au, ЭПГ) Мыкерт-Санжеевского рудного поля (Западное Забайкалье)	311
Кунаккузин Е. Л., Баянова Т. Б., Нерович Л. И., Борисенко Е. С., Серов П. А. Мантийные источники базитов ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит)	314

# CONTENTS

Foreword	6
orite-porfyry intrusions in Mishano-Zangezur zone of the Lesser Caucasus	7
Al'bekovA. Yu., Boyko P. S. Paleoproterozoic dunite-peridotite-gabbronorite formation of the Kursk block of Sarmatia: geology, determination criteria, ore potential	11
Ariskin A. A., Danyushevsky L. V., Fiorentini M. L., Pshenitsyn I. V., Nikolaev G. S., Kislov E. V., Barmina G. S. Behavior of IPGE and Rh at early stages of differentiation of the Dovyren magmas	13
Artemenko G. V. Geochemistry of metabasites of Pavlovka and Zeleniy Gay greenstone structures of Eastern Azov (Ukrainian shield)	18
Asavin A. M., Gorbunov A. A., Anosova M. O., Veksler I. V. Estimation of the crystallization and rare element composition of melt of Eastern Pansky massif – the stratified complex	22
bearing ultrabasic inclusions in alkali basalt of Shavarin Tsaram (Mjngolia): mineralogy and REE evidence Babintsey N. A., Chernyshoy A. I. Low-sulfidic PGE deposits from North-West of East-Savan platinum-nickel	26
province as an analogue of PGE deposits of Portimo complex (Finland)	30 33
Kamchatka	35
Bazylev B. A., Ledneva G. V., Bychkova Ya. V., Kuzmin D. V., Kononkova N. N. Pecunar geochemical features of dunites and melts trapped by them	39
Elizarov D. V., Drogobuzhskaya S. V. Significance of baddeleyite for plume processes from AR to PZ time in the N-E part of the Fennoscandinavian Shield (Arctic Region)	42
Probability of Containment of Apatite	47 50
Bogina M. M., Sharkov E. V., Chistyakov A. V., Khvostikov V. A., Burmii Zh. P., Zlobin V. L. Monchegorsk layered mafic-ultramafic pluton: new mineralogical-geochemical and isotope-geochemical data on the ultramafic por-	
tion of the layered series	54 58
mafic rocks and carbonatites of the South-West of Voronezh crystalline massif	62
by another in the sequence of the sequence	65 69 73 75
Vrublevskaya T. T., Khubanov V. B. Mineralogical indicators of lamprophyres crystallization conditions, Gusinoe Ozero dyke (Western Transbaikalia)	80
zation of Monchegorsk igneous complex (Kola Peninsula, Russia) by multiple isotope data	83
Generatova L. V., Brijk N. 1., Stepanov V. B. Spinends – indicators of conditions of formation of Ugolskyl com- plex peridotites (Internal Ukranian Carpathian)	87
Sar'dag massif (East Sayan, Russia)	90 94
forearc system)	98
Guryanov V. A., Prikhodko V. S., Petukhova L. L., Peskov A. Yu. Mineralogical and geochemical features of ko-	101
matilte dykes of the Kun-Manie ore field: sources, conditions and settings of their formation (southeastern periphery of the Siberian Platform).	105
Shigna ophiolitic massif (Eastern Sayan, Russia)	108 112
Egorov M. S., Semenov V. S., Alexeev N. L., Kamenev I. A. Metamorphic transformation of Fe-Cu-Ni sulfide mineralization in the Mezoproterozoic metagabbro on the Rauer group islands (Ingrid Christensen coast, Antarctica) Egorov M. S. Semenov V. S. Yakovleva O. A. Low-sulfides mineralization in the Ring norites. Vestfold Hills East	114
Antarctica	118
Mongolia)	122
rozoic (2400 MA) mafic intrusions from the Kola province, Fennoscandian shield	125 128

Zhitova L. M., Kamenetsky V. S., Tolstykh N. D., Shapovalova M. O. Sulphide and PGE-mineralization of low-	101
sulphide chromitite horizon from Norilsk-1 intrusion	131
Ivanov O. K. Nonequindrium magmatic petrology – new paradigma of petrology	130
Kazanov O. v., Konecov S. I., Fellov S. v., Flolova A. A., Nizanov I. I. New data of FOE initicialization of the	140
Kayachev N. F. Petrochemistry of komatijtes within eastern section of the Sumozero-Kenozero greenstone helt.	140
Baltic shield	144
Kiseleva O., Airiyants E., Belyanin D., Zhmodik S. The first date on the PGE mineralization in the chromitites	
of the massif Ulan-Sar'dag (East Sayan, Russia)	148
Kislov E. V. Nephrite mineral resources: problems and decisions	152
Kislov E. V., Slipenchuk M. V. Ore-bearing mafite-ultramafite complexes at the Central Ecological Area of	
the Baikal Natural Territory	157
Kolotilina T. B., Mekhonoshin A. S., Vysotskii S. V. Evaluation of the role of assimilation for Ni-Cu-PGE ore	
formation in the massifs of East Sayan region	160
Korost D. V., Ariskin A. A., Pshenitsyn I. V., Yapaskurt V. O., Sobolev S. N., Khomyak A. N., Ryazantsev K. M.	
Computer tomography as a tool to study PGE-rich anorthosites from the Yoko-Dovyren layered massif	162
Kudryashov N. M., Zozulya D. R., Mokrushin A. V., Udoratina O. V., Koble M. A. Archaean gabbroanorthosite	100
Kulikov V. S. Kulikova V. V. Dushkova V. V. Intrusiona of Windy halt releasify zone as reliate of magnetic	100
chambers in the Paleoproterozoic upper crust	160
Kulikova V. V. Bychkova Va. V. Kulikov V. S. Komatijitic formation in the Earth's history as the reflection of	109
the substance of C-khondrite evolution in the composition of the planet envelopes	172
Lavrenchuk A. V., Sklvarov E. V., Izokh A. E., Kotov A. B., Gladkochub D. P., Donskava, T. V Birkhin volcano-	1,2
plutonic association (Olkhon region, Western Baikal) – petrological evidence of comagmatic rocks	175
Ledneva G. V., Layer P. W., Bazylev B. A., Kuzmin D., Kononkova N. N. Triassic episode of magmatism and	
metamorphism in complexes of the Ust'-Belaya terrane (Chukotka, Russia): age and geodynamic setting	178
Lesnov F. P., Pinheiro M. A. P., Sergeyev S. A., Medvedev N. S. Polychronous zircons from the rocks of ultramafic	
massifs of south folded frame of São Francisco craton (SE Brazil)	181
Makeyev A. B., Bryanchaninova N. I. Native PGM in ores and placers, Polar, Sub Polar, Northern Urals and	
Timan	185
Mekhonoshin A. S., Kolotilina T. B., Doroshkov A. A. Ore genesis model and geodynamic script of formation	100
of PGE-N1-Cu deposits of Siberian craton fold frame and basement uplift	189
Mokrusnin A. V., Kudryasnov N. M., Gabov D. A., Huber M. Sulphide and precious metal mineralization of the Massarahaan Detahamuarah sakkrosnorthesite massif (Kala rasion, Dussia)	101
Mosoarchean Parchennyarek gaboroanormosne massir (Kola region, Kussia)	191
(Tuva): geological setting chemical composition and geodynamic position	193
Nikolaev G. S., Bychkov K. A., Ariskin A. A. Modelling Ol-Sp and Ol-Sp-Sulfide cotectics at crystallization of	175
ultramafic magmas	196
Oidup Ch. K., Lesnov F. P. The issue of the isotopic dating of Birdagsky ultramafite-mafite massif gabbroids	
(South-Western Tuva): results of the U-Pb zircon dating method	199
Orsoev D. A., Mekhonoshin A. S. Gabbro-peridotite sills of the Neoproterozoic intrusive Dovyren complex	
(Northern Prebaikalia, Russia): composition and conditions of formation	203
Palamarchuk R. S., Stepanov S. Yu., Varlamov D. A., Antonov A. V., Khanin D. A. Platinum group minerals of	• • • •
Iddle Ural's placers	206
Peskov A. Yu., Guryanov V. A., Didenko A. N. Petro- and paleomagnetic studies on the Early Precambrian matic-	210
Detroy G. A. Donkin Ju, J. Maslov A. V. Precambrian complexes in ultramatic massife of Uralian platinif	210
erous belt	213
Pozhilenko V. I. Basic-ultrabasic rocks of the Yong greenstone belt (North-East of the Fennoscandian shield, Kola	215
region)	216
Prikhod'ko V. S., Petukhova L. L., Gur'yanov V. A. The origin of small-sized Paleoproterozoic mafite-ultramafite	
bodies distributed in the South-East of the Aldan-Stanovoy Shield	219
Puzik A. U., Tomilina E. M., Sharapov S. A. Determination and interpretation of the granulometric composition of	
chromitites of the Western ore body, the Main Saranovsky deposit (Permskii krai, Russia)	221
Pshenitsyn I. V., Ariskin A. A., Nikolaev G. S., Korost D. V., Yapaskurt V. O., Khomyak A. N., Ryazantsev	
K. M. The morphology, structure and composition of sulfide droplets in olivine gabbronorites from the Yoko-Dovyren	
	223
Rampilova M. V., Rampilov M. O., Ripp G. S., Damainov B. B., Damainova L. B. Geochemical features and	226
Pinn G. S. Izbrodin I. A. Pampilov M. O. Lastochkin F. J. Formation of gabbro svenite granite series in the area	220
of the Oshurkovo massif (Western Transbaikalia)	230
Ruban D. A. Ultramafic complexes of the Belava river watershed (Western Caucasus) as objects of geologi-	230
cal heritage	233
Rybnikova Z. P., Svetov S. A. Petrology of Mesoarchean komatiites of the Sovdozero structure (Central Karelia,	
Russia)	236
Rytsk E. Yu., Velikoslavinskii S. D., Bogomolov E. S., Andreev A. A., Tolmacheva E. V. Rift-related formation	
of hyperbasite-basite complexes of the Northern Baikal region: new geological, geochemical and isotope data	239
Saveliev D. E., Fedoseev V. B. A significance of the rheomorthic factor for the mantle ultramafic matter differen-	0.40
uauon	242

Selyatitskii A. Yu., Kulikova K. V. Petrochemical features of UHP garnet ultramafites from Marun-Keu complex,	
Polar Urals	246
Serov P. A., Bayanova T. B., Steshenko E. N. Isotope-geochemical Nd-Sr evidence of paleoproterozoic magma-	
tism in N-E Baltic shield and mantle-crust interaction	250
Sidorov E. G., Tolstykh N. D. Features of the platinum group minerals of the Verhne-Khatyr hyperbasite mélange	252
Simakin A. G., Shaposhnikova O. Yu., Nekrasov A. N., Salova T. P., Kislov E. V. Reduced carbonic fluid as	
a factor of the ore-forming process: an example of the dolomite skarns of Dovuren	256
Simonov V. A., Kotlyarov A. V., Vasiliev Yu. R., Prihodko V. S. Conditions of pyroxenite formation at the plati-	200
num bearing ultrabasic massifs of the Siberia platform	260
Simonov V. A., Kulikova A. V., Kotiyarov A. V., Stupakov S. I. Petrogenesis of ultramatic rocks from the Altai	262
Shaharihin S. F. Maliah K. N. Crianguran A. V. The Ninhardalashi tang of interviews actual and minor	262
Sluznenikin S. F., Malich K. N., Grigoryeva A. V. The Niznnetainakh type of intrusions: petrology and ore miner-	261
Smallin V. E. EADTH DI ANET: from anoto duot to new occon	204
Smolkin V, F, EAKTH FLANET: from space dust to new ocean	267
Smokin V. F., Rachev A. V. Evolutionary reatures of the choine metanogeny through the Earth instory	209
Spintonov E. M. Miles cupicous manenistic nom sundes-ocaring plagiociase merzones of toko-Dovytensky	272
Spiridonov E M Chlorine-dominante ferrokinoshitalite $BaFe^{2+}_{2}[Cl_{2}/\Delta]si_{2}[Ol_{2}]$ from metamorphogenic-	212
hydrothermal associations of the Yoko-Dovyrensky intrusive Northern Transbaikalia	274
Spiridonov F M Ariskin A A Kislov F V Orsoev D A Korotaeva N N Nikolaev G S Putintseva F V	214
Pschenitsin I. V. Yanakurt V. O. Three genotynes of the noble metals' minerals in plagioclase lerzolites whithin the	
bottom of the Yoko-Dovyrensky intrusive with ultramafic-mafic composition in baikalides at the Northern Baikal	
region	277
Spiridonov E. M., Kulagov E. A., Serova A. A., Gritsenko Yu. D., Korotaeva N. N., Belvakov S. N., Sereda E. V.,	
Tuschentsova I. N. Syntrappean pneumatolytic and posttrappen epigenetic metamorthogenic-hydrothermal mineraliza-	
tion of the noble metals in the Noril'sk sulphide Co-Ni-Cu ores	280
Spiridonov E. M., Kulagov E. A., Stepanov V. K. The real ratios of the effusive and ore-bearing intrusive traps at	
the Noril'sk ore field	283
Stepanov S. Yu., Palamarchuk R. S. Chromite-platinum mineralized zones of the Veresovoborsky clinopyroxe-	
nite-dunite massif on the Middle Urals	286
Stepanova A. V., Egorova S. V., Salnikova E. B., Samsonov A. V., Arzamascev A. A., Larionova Yu. O. Early	
Paleoproterozoic mafic dykes, Kola Province, Fennoscandia: age, composition, and origin	290
Steshenko E. N., Bayanova T. B., Drogobuzhskaya S. V., Serov P. A., Lyalina L. M., Novikov A. I. New geo-	
chronological data (U-Pb, ID-TIMS) and geochemistry of zircon: Paleoproterozoic Kandalaksha anorthosite massif	292
Tolstykh N. D., Rad'ko V. A., Kamentsky V., Zhitova L. M. Mineralogical and geochemical features of PGE-Cu-	
Ni mineralization of Talnakh intrusion (Skalisty mine)	295
Khudyakova L. I., Voiloshnikov O. V., Kislov E. V. The main directions of using the overburden rocks of mafit-	
ultramafit complexes	299
Sharkov E. V., Chistyakov A. V., Shchiptsov V. V., Bogina M. M. Geology and Fe-Ti-oxide mineralization of the	202
Mid-Paleoproterozoic Elet ozero syenite-gabbro complex (Northern Karelia, Russia)	302
Shevko A. Ya., Kalugin V. M., Gora M. P. Boron minerals in the upper endocontact zone of the Norilsk-1	201
	306
EINSUK, E., JOWIU S. MI., BIANCHARD J. A. THE SEULING OF MI-UM INTRUSIONS IN LIPS and Implications for metallogeny	309
rate (Dr. Z., Ag. Au. EDC). Mykert Sanzhauka ara field. Western Transheiskelis	211
Kunakkuzin F. I. Bayanova T. B. Nerovich I. J. Borisanko F. S. Sarov P. A. Mantle sources of the palaoprote	511
rozoic PGE-bearing Monchetundra massif mafic rocks (Fennoscandian Shield)	314
relate r en semme friohenetanata massi marie rocks (r emioseanatan bineta)	214

Научное издание

## УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

# ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

Материалы V Международной конференции

(Гремячинск, 2-6 сентября 2017 г.)

Утверждено к печати ученым советом Геологического института СО РАН

Статьи печатаются в авторской редакции

Св-во о государственной аккредитации №1289 от 23 декабря 2011 г.

Подписано в печать 15.08.17. Формат 60 х 84 1/8. Усл. печ. л. 37,2. Уч.-изд. л. 35,5. Тираж 200. Заказ 180. Цена договорная.

> Издательство Бурятского госуниверситета 670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 24 а E-mail: riobsu@gmail.com

Отпечатано в типографии Бурятского госуниверситета 670000, г. Улан-Удэ, ул. Сухэ-Батора, За