

**МЕЗОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЧИКОЙ-ХИЛОКСКОЙ  
РИФТОГЕННОЙ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

*Бадмацыренова Р.А., Санжиев А. М., Елбаев А. Л.*

ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, E-mail: *brose@gin.bsnet.ru*

**В работе рассматриваются особенности геологического строения и вещественного состава вулканитов Чикой-Хилокской рифтогенной впадины. Показано, что вулканиты в петрохимическом отношении соответствуют субщелочной высокоглинозёмистой калинатровой вулканической серии трахибазальт-шошонит-латитового ряда. Близкая к щелочной специфика вулканитов была связана и с процессами рифтообразования.**

**MZ WITHINPLATE VOLCANISM OF CHIKOI-KHILOK RIFTOGENIC  
VALLEY OF WESTERN TRANSBAIKALIA**

*Badmatsyrenova R.A., Sanzhiev A.V., Elbaev A.L.*

GIN SB RAS, Ulan-Ude, Russia, E-mail: *brose@gin.bsnet.ru*

**In work the features of a geological structure and matter composition of volcanites Chikoi-Khilok riftogenic valley are considered. It is shown that volcanites correspond to subalkaline high aluminous K-Na volcanic series of trachybasalt-shoshonite-latites number. Close to alkaline specificity of volcanites has been connected with rifting processes.**

Проблема происхождения многочисленных позднемезозойских внутриконтинентальных рифтовых впадин Забайкалья, формирование которых непосредственно предшествовало заложению Байкальской рифтовой системы и образованию озера Байкал (предрифтовая стадия развития Байкальского региона) является одной из актуальных проблем современной геологии [2, 3].

Чикой-Хилокская рифтогенная впадина является одной из крупных мезозойских континентальных структур Забайкалья [1]. Впадина протягивается в субширотном направлении более чем на 150 км вдоль среднего течения р. Хилок. На севере она ограничена выступом Заганского хребта, а на юге поднятиями западной части Малханского хребта, сложенными докембрийскими и палеозойскими породами. В формировании современной структуры Чикой-Хилокской впадины большую роль сыграли бортовые рифтогенные разломы, а также внутренние горстообразные поднятия, подготовившие формирование многочисленных надвигов в посленижнемеловое время.

Позднемезозойские вулканиты, выполняющие впадину, обнажены преимущественно на ее крыльях и относятся к хилокской свите нижнего мела. Ядро впадины сложено терригенными, нередко угленосными отложениями гусиноозерской серии нижнего ме-

ла. Вулканогенные образования представлены серией потоков и покровов (до 10) мощностью 3-15 м, нередко разделенных прослоями терригенных пород (конгломератов, песчаников, алевролитов). Суммарная мощность отложений колеблется от 400 до 1500 м.

В северо-восточной части Чикой-Хилокской впадины расположена Шанагинская вулcano-тектоническая структура (ВТС). Шанагинская ВТС разбита на два участка выступом верхнепалеозойских гранитов в междуречье Шанага-Аяга: Хонхолойский и Амагалантуй-Шанагинский. В геологическом строении Хонхолойского участка главную роль сыграло формирование крупного субвулканического тела трахибазальтов и трахитов. Его внедрение произошло, позже или одновременно с формированием потоков трахидолеритобазальтов нижних частей разреза хилокской осадочно-вулcanoгенной толщи. На Амагалантуй-Шанагинском участке главная роль в его геологическом строении принадлежит потокам трахидолеритобазальтов и трахитов, которые образуют серию перемежающихся тел переменной мощности с пологим падением на северо-запад.

В петрохимическом отношении породы Шанагинской ВТС соответствуют субщелочной высокоглинозёмистой калинатровой вулканической серии трахибазальт-шошонит-латитового ряда, которая образовалась из исходной магмы щелочно-базальтового состава. Повышенная щелочность пород обусловлена высоким содержанием  $K_2O$ , количество которого здесь достигает более 3%. Величина коэффициента агапитности  $K_a < 1$  свидетельствует об отсутствии среди пород типичных щелочных разновидностей. Выполненные пересчёты составов вулкаников по системе CIPW, указывают, что они принадлежат преимущественно к Ne (Ne -3.7-7.7 %) - Ну (0.9-14.3 %) - нормативным разностям.

В целом, по минеральному составу, петрохимическим и геохимическим характеристикам между породами установлено сходство, что свидетельствует о едином источнике. Своим происхождением породы обязаны единому процессу фракционной кристаллизации, разноглубинной дифференциации в промежуточных очагах высокоглинозёмистой щелочно-базальтовой магмы. Дифференциация расплава происходила в глубинных магматических очагах, в которых эволюция шла от высоко- к низкотемпературным разновидностям. В первую очередь из расплава кристаллизовались оливин, пироксен, плагиоклаз основного состава, на поздних этапах из обогащенного щелочами остаточного расплава кристаллизовались плагиоклаз (олигоклаз), КПШ, биотит, амфибол. Близкая к щелочной специфика вулкаников была связана и с процессами рифтообразования, когда происходило опускание днищ грабенов, заглубливание магматических очагов в область неистощенной мантии, что вызвало дополнительный привнос K, Rb, F, Li, La, Ce [2].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-31204).*

## **Литература**

1. Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Состав и возраст (Ar/Ar) вулcanoгенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика. 1999. Т.40. №4. С. 583–591.
2. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Антипин В.С. и др. Внутриконтинентальный магматизм как индикатор процессов образования байкальской рифтовой зоны // Геологи и геофизика. 2000. Т.41. №4. С. 557–563.
3. Кононова В.А., Келлер Й, Первов В.А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология. 1993. Т.1. №2. С. 152–179.

## ПЛАВЛЕНИЕ ПЕРИДОТИТА В ПРИСУТСТВИИ ФЛЮИДА H<sub>2</sub>O-NaCl: ЭКСПЕРИМЕНТ ПРИ 2.0 И 6.0 ГПА

*Бутвина В.Г., Сафонов О.Г.*

ИЭМ РАН, г. Черноголовка, Россия, E-mail: [butvina@iem.ac.ru](mailto:butvina@iem.ac.ru)

С целью дальнейшего изучения влияния щелочно-хлоридных компонентов на преобразование и плавление богатого Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O водосодержащего перидотита и, в частности, на стабильность граната, пироксенов и амфибола, в нем проведены эксперименты по взаимодействию модельного CMAS пиролита *Fo<sub>57</sub>En<sub>17</sub>Prp<sub>14</sub>Di<sub>12</sub>* (+0.8 мас. % Na<sub>2</sub>O) с флюидами H<sub>2</sub>O-NaCl при 2.0 и 6.0 ГПа в интервале температур 850–1450 °С. Эксперименты показали, что присутствие в системе 0.8 мас. % NaCl приводит к постепенному исчезновению богатых Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> фаз: граната, глиноземистого ортопироксена и амфибола исходной ассоциации, а стабильной становится ассоциация Cl-содержащего флогопита с низкоглиноземистым клинопироксеном и оливином. Добавление NaCl приводит к понижению температуры плавления водосодержащего перидотита ниже 900 °С, не влияя (или даже расширяя) область стабильности Ca-Na амфибола с расплавом, который остается стабильным выше солидуса вплоть до температуры 1000 °С. Такое влияние NaCl на фазовые соотношения в водосодержащем перидотите объясняется, с одной стороны, растворимостью Cl в обогащенном Ca и Na расплаве, а с другой – влиянием Na, стабилизирующего амфибол. Начаты исследования по влиянию NaCl на плавление водосодержащего перидотита при 6.0 ГПа.

## PERIDOTITE MELTING IN PRESENCE OF THE H<sub>2</sub>O-KCL FLUID: EXPERIMENT AT 2.0 AND 6.0 GPA

*Butvina V.G., Safonov O.G.*

IEM RAS, Chernogolovka, Russia, E-mail: [butvina@iem.ac.ru](mailto:butvina@iem.ac.ru)

In order to investigate an influence of alkali-chloride components on modification and partial melting of the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, and Na<sub>2</sub>O-enriched water-saturated peridotite, and stability of garnet, pyroxenes, and amphibole in it, in particular, experiments on interaction of the model CMAS pyrolite *Fo<sub>57</sub>En<sub>17</sub>Prp<sub>14</sub>Di<sub>12</sub>* (+0.8 wt. % Na<sub>2</sub>O) with the H<sub>2</sub>O-NaCl fluids were carried out. The experiments were conducted at following parameters: (1) 2.0 GPa and 850-1200 °C using a piston-cylinder apparatus; (2) 6.0 GPa and 1100-1450 °C using a torroidal anvil-with-hole apparatus. The 2.0 GPa experiments showed an active influence of chlorides on the solidus of the water-saturated pyrolite, as well as on stability of new phases (mostly, amphibole). Influence of NaCl on phase relations in the water-bearing peridotite can be explained by solubility of Cl in the Ca and Na-rich melt and by amphibole-stabilizing effect of Na. Preliminary experiments on influence of NaCl on melting of the water-bearing peridotite at 6.0 GPa were performed.

Петрологические и геохимические данные, накопленные с 1980-х годов показывают, что NaCl является важной составляющей флюидов и карбонатитовых расплавов, циркулирующих в мантии вплоть до глубин ее переходной зоны. Свидетельствами активности хлоридов в процессах преобразования перидотитов и магмообразовании на глубинах 45–75 км являются находки Cl-содержащих апатитов, амфиболов и слюд, а также водно-солевых включений в минералах нодулей шпинелевых перидотитов в ба-

зальтоидах различных геотектонических обстановок и тектонически внедренных в кору массивов верхнемантийных перидотитов [1-3]. Эти данные побуждают к экспериментальным исследованиям влияния хлоридных компонентов во флюидах на процессы петрогенеза в перидотитовой мантии. Большинство известных на сегодняшний день экспериментальных работ, включающих системы с участием флюидов H<sub>2</sub>O-хлорид при P-T условиях мантии, сконцентрировано на изучении стабильности хлорсодержащих минералов, перераспределения хлора между минералами, флюидами и расплавами и растворимости минералов в водно-солевых флюидах [4]. Лишь одна работа посвящена влиянию водно-хлоридных флюидов на фазовые отношения в перидотитах при P-T условиях верхней мантии [5]. Указанные эксперименты проводились с несодержащими Al силикатами. При наличии Al в системе возможно активное взаимодействие щелочных хлоридов с силикатами с образованием новых калий-натровых глиноземсодержащих (и хлорсодержащих) фаз, таких как флогопит и/или амфибол. Их появление, очевидно, должно повлиять на процесс плавления комплексных перидотитовых ассоциаций. С целью изучения влияния NaCl на преобразование богатого Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O водосодержащего перидотита и, в частности, на стабильность граната, пироксенов и амфибола в нем проведены эксперименты по взаимодействию модельного пиролита *For<sub>57</sub>En<sub>17</sub>Prp<sub>14</sub>Di<sub>12</sub>* (+0.8 мас. % Na<sub>2</sub>O) с флюидом H<sub>2</sub>O-NaCl при давлениях 2.0 и 6.0 ГПа и температурах 850–1450 °С.

В качестве силикатной составляющей стартовых материалов для экспериментов использовались смеси синтетического форстерита (Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>), геля состава энстатита (MgSiO<sub>3</sub>), пиропового (Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>) стекла и синтетического диопсида (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) в указанных выше массовых соотношениях. К силикатной части примешивались 48.3 мас. % Mg(OH)<sub>2</sub>, что обусловило присутствие 15 мас. % H<sub>2</sub>O в системе. В результате состав водно-силикатной смеси был следующим (в мас. %): SiO<sub>2</sub> 46.07, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5.31, MgO 44.35, CaO 4.27. В эту смесь добавлялся NaCl в количестве 0.8 мас. %, что при указанном содержании воды в системе соответствует мольным долям  $X_{\text{NaCl}} = \text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O})$  во флюиде 0.05. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на установке «цилиндр-поршень» (2.0 ГПа) с использованием тальковых ячеек диаметром ½ дюйма, оснащенных графитовыми нагревателями и вставками из мягкой керамики в качестве передающей давление среды и на установке высокого давления «наковальня с лункой» (6.0 ГПа). В экспериментах использовались платиновые ампулы с толщиной стенки 0.2 мм. Продукты опытов изучались на электронном микроскопе CamScan MV2300 (VEGA TS 5130MM) с энергодисперсионным микроанализатором INCA-Energy-250.

При 2.0 ГПа эксперименты в системах перидотит – H<sub>2</sub>O и перидотит – H<sub>2</sub>O-NaCl были проведены в интервале температур 850–1200 °С. Как и следовало ожидать, первые эксперименты в системе пиролит – H<sub>2</sub>O показали, что количество расплава закономерно увеличивается с ростом содержания флюида в системе. В опытах при 2.0 ГПа в отсутствие NaCl, в субсолидусе указанного перидотита сосуществуют форстерит, паргасит-чермакитовый амфибол, гранат, клинопироксен и ортопироксен. Плавление начинается при температурах порядка 900 °С и приводит к исчезновению ортопироксена. Амфибол же остается стабильным выше солидуса вплоть до температуры 1000 °С. Добавление NaCl приводит к понижению температуры плавления водосодержащего перидотита ниже 900 °С, не влияя (или даже расширяя) область стабильности Ca-Na амфи-

бола с расплавом. Такое влияние NaCl на фазовые соотношения в водосодержащем перидотите обусловлено, с одной стороны, растворимостью Cl в обогащенном Ca и Na расплаве, а с другой – влиянием Na, стабилизирующего амфибол. Эти факторы, по-видимому, перевешивают влияние хлоридов на активность воды во флюиде.

При 6.0 ГПа эксперименты в системах перидотит – H<sub>2</sub>O и перидотит – H<sub>2</sub>O-NaCl были проведены в интервале температур 1050–1450 °С. В отсутствие NaCl плавление начинается при температурах порядка 1200–1300 °С. Добавление NaCl приводит к понижению температуры плавления примерно на 100 °С. В субсолидусе сосуществуют форстерит, клинопироксен, и флогопит.

Итак, проведенные эксперименты позволяют сделать следующие выводы о влиянии NaCl на фазовые соотношения в водосодержащем перидотите:

(1) Хлорид натрия понижает температуру солидуса водосодержащего перидотита. При 20 кбар она составляет примерно 900 °С, что на более чем 100 °С ниже температуры солидуса водосодержащего перидотита без NaCl. При 60 кбар она составляет примерно 1250 °С, что на более чем 100 °С ниже температуры солидуса водосодержащего перидотита без NaCl.

(2) Присутствие в системе 0.8 мас. % NaCl приводит к постепенному исчезновению богатых Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> фаз: граната, глиноземистого ортопироксена и амфибола исходной ассоциации, а стабильной становится ассоциация Cl-содержащего флогопита с низкоглиноземистым клинопироксеном и оливином. Добавление NaCl приводит к понижению температуры плавления водосодержащего перидотита ниже 900 °С, не влияя (или даже расширяя) область стабильности Ca-Na амфибола с расплавом, который остается стабильным выше солидуса вплоть до температуры 1000 °С. Такое влияние NaCl на фазовые соотношения в водосодержащем перидотите объясняется, с одной стороны, растворимостью Cl в обогащенном Ca и Na расплаве, а с другой – влиянием Na, стабилизирующего амфибол.

*Работа выполнена при поддержке: МД – 222.2012.5 (исполнитель), РФФИ 12-05-31017\_мол\_а*

### **Литература**

1. Andersen T., O'Reilly S. Y., Griffin W. L. // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 72–85.
2. Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. // Earth Planet. Sci. Letters. 1993. V. 120. P. 187–205.
3. Hartman G., Wedepohl K.H. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54, pp. 71–86.
4. Stalder R., Kronz A., Simon K. // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 156. P. 653–659.
5. Chu L., Engisst A., Luth R.W. // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 162. P. 565–571.

## КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ БЛАГОДАТСКОГО МАССИВА (ПЕРМСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЗАПАДНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)

*Голобурдина М.Н.*

ФГУП «ВСЕГЕИ», г.Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *Marina\_Goloburdina@vsegei.ru*

**В работе рассматриваются петрографические и петрогеохимические особенности калиевых щелочно-ультраосновных пород Благодатского массива. Делается вывод о их принадлежности к переходному типу пород между кимберлитами и лампроитами.**

## POTASSIUM ALKALIN-ULTRAMAIN ROCKS OF THE BLAGODATSKY MASSIF (PERM AREA, WESTERN SLOPE OF MIDDLE URAL MOUNTAINS)

*Goloburdina M.N.*

VSEGEI, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *Marina\_Goloburdina@vsegei.ru*

**In work petrographic and petrogeochemical features of potassium alkalin-ultramain rocks of the Blagodatsky Massive are considered. The conclusion about their belonging to transitional type of breeds between kimberlites and lamproites is drawn.**

Проявления калиевых щелочно-ультраосновных (КЩУ) пород приурочены к восточному крылу Благодатской блок-антиклинали, расположенной на западном склоне Кваркушко-Каменногорского мегаантиклинория Среднего Урала. Породы входят в состав Благодатского массива (2х0,5 км), сложенного двумя комплексами пород разных формационных типов [9]: породами трахидолеритовой формации, ранее относившимся к шпалорезовскому комплексу, и КЩУ породами благодатского комплекса. Последние рассматриваются в качестве членов кимберлит-лампроитовой серии, ранее их относили к пикрит-трахибазальтовой формации [9] и к кимберлит-кимальнеитовой субформации [10].

КЩУ породы массива образуют жилы, дайки и трубообразные тела, прорывающие вмещающие отложения венда и нижнего девона [10]. Возрастные взаимоотношения пород двух магматических комплексов более сложные и в настоящее время достоверно известно, что КЩУ породы содержат ксенолиты трахидолеритов, возраст которых, определенный по цирконам, составляет  $389 \pm 2$  млн.лет, а возраста единичных цирконов благодатского комплекса соответствуют эпохе раннего мела (аналитик Е.Н. Лепехина, ЦИИ ВСЕГЕИ, 2012).

По результатам петрографических исследований нами выделено несколько разновидностей КЩУ оливиновых пород – мелилит-, мелилит-калиевополевошпатсодержащие и калиевополевошпатсодержащие мелилит-эпилейцитовые и их брекчии, мелилит-эпилейцит-калиевополевошпатовые.

КЩУ породы имеют кластопорфировую, порфировую структуры, массивную, такситовую и миндалекаменную текстуры, апостекловатую, микролитовую основную массу с элементами катаклаза, флюидалности. Породы содержат три генерации псевдоморфно замещенного оливина (~10–30%), измененные вкрапленники слюды (~2%–

10%) и мелилита (~1–7%), вкрапленники и микролиты калиевого полевого шпата (санидин?) (~5–10%) и эпилейцита (~2–20%). Основные вторичные преобразования пород выражены в хлоритизации, окремнении, карбонатизации, ослюденении, гематитизации, лейкоксенизации, альбитизации, о чём так же свидетельствуют результаты рентгенофазового анализа, представленные в таблице.

Таблица

**Результаты рентгенофазового анализа КЩУ пород Благодатского массива**

№ п/п	Порода	Фазовый состав
1	Мелилитсодержащая щелочно-ультраосновная порода	Кварц, гематит, иллит триоктаэдр., корренсит; фазы примеси: апатит, эпидот (?), селадонит; шамозит.
2	Мелилит-калиевополевошпатсодержащая щелочно-ультраосновная порода	Кварц, корренсит, гидробиотит, гётит, анатаз, галлуазит, жисмондин, гематит, хромшпинелид.
3	Калиевополевошпатсодержащая мелилит-эпилейцитовая щелочно-ультраосновная порода	Кварц от 38 до 45%, корренсит – 18%, гематит от 10% до 32%, марказит ~ 8%, анатаз ~9%, Al-сапонит~8%, псевдорутил ~6%. Фазы примеси (<5%): Ва-полевой шпат, микролин, гётит, иллит, пирофиллит, тальк, вермикулит, хлорит.
4	Карбонатизированная брекчия мелилитсодержащих щелочно-ультраосновных пород	Доломит от 0 до 91%, кальцит от 3% до 26%, кварц от 3 до 34%, хлорит от 3 до 18%, хлорит-смектит от 0 до 17%. примеси (<5%): гематит, анатаз, стронцианит.

Примечание: аналитик В.Ф. Сапега, лаборатория ФГУП «ВСЕГЕИ».

По данным предшественников [4] в породе присутствуют (~15%) округло-овальные глубинные ксенолиты, представленные дунитами, перидотитами, эклогитами, пироксенитами размером от 20 × 20 до 0,6 × 0,24 мм. Они обычно хлоритизированы, карбонатизированы и окварцованы, свежие минералы установлены [4] только в протолочных пробах и представлены оливином (Fa = 10%), пироп-алмандином, алюмохромитом, хромдиопсидом и диопсидом. Кроме того в породах присутствуют обломки кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Акцессорные минералы в КЩУ представлены редкими пиропами лерцолитового парагенезиса, хромдиопсидами, хромшпинелидами, пикроильменитами (в том числе в виде гематитизированных желваков, размером до нескольких сантиметров) [4, 6, 7 и др.]. Единичные алмазы были установлены в крупнообъемных пробах и представлены додекаэдроидами, типичными для алмазных проявлений и месторождений Урала [4, 5, 10].

Точки химического состава наименее измененных разновидностей КЩУ пород, исключая карбонатсодержащие, на TAS-диаграмме попадают в поля умереннощелочных – щелочных пикритов, умеренно-щелочных, ультраосновных и основных пикробазальтов, базальтов и трахибазальтов. Широкие вариации содержания кремнезема (от 34,7 до 55,6 %) обусловлены, во-первых, вторичными процессами, что подтверждается петрографически, а во-вторых, присутствием вкрапленников эпилейцита и калиевого полевого шпата (санидин?). Последнее также согласуется с устойчиво-высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ~ 10–15%, низкими содержаниями CaO ~0,7–2,18 % (исключая карбонатизированные разновидности) и Na<sub>2</sub>O ~0,025 до 0,44 % (исключая альбитизиро-

ванные) во всех разновидностях. Породы содержат низкие количества MgO от 10,3 до 17,5 %, сопоставимые с таковыми в кимберлитах Тимана (тр.Умбинская) и Южной Африки (рудник Voorspoed). Для пород характерны высокие содержания окисного железа ( $Fe_2O_3 \sim 10\text{--}17,5\%$ ) и низкие содержания закисного железа ( $FeO \sim 0,4\text{--}3,6\%$ ), что свидетельствует о высоком окислительном потенциале на заключительном этапе их становления.

По содержанию  $TiO_2$  изученные разновидности являются высокотитанистыми породами, и разделяются на две группы: 1) мелилитсодержащие и их брекчии ( $\sim 2,13\text{--}2,79\%$ ); 2) мелилит-калиевополевошпатсодержащие и калиевополевошпатсодержащие мелилит-эпидейцитовые ( $\sim 3,33\text{--}4,16\%$ ) с характерными для них содержаниями  $K_2O \sim 2,8\text{--}4,43\%$  и  $\sim 1,52\text{--}2,33\%$ . На графике  $TiO_2 - K_2O$  % (рис. 1) первая группа находится на границе полей составов оливиновых лампроитов и кимберлитов гр. II, а вторая группа на границе полей составов кимберлитов гр. I и оливиновых лампроитов, частично локализуясь в последнем. Карбонатсодержащие породы этих двух групп смещены в поле составов кимберлитов гр. I. Мелилит-эпидейцит-калиевополевошпатовая разновидность приурочена к полю составов второй группы пород.

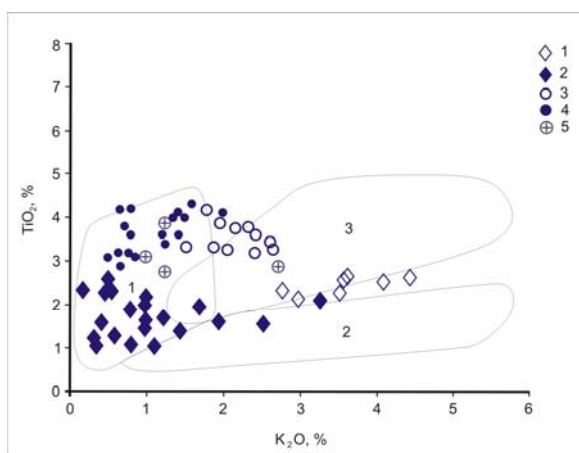


Рис. 1. Вариации содержаний  $TiO_2$  и  $K_2O$  (вес.%) в КЩУ и мелилит-эпидейцит-калиевополевошпатовых породах Благодатского массива.

Условные обозначения. Разновидности КЩУ пород: 1 – мелилитсодержащие и их брекчии; 2 – карбонатизированные брекчии мелилитсодержащих пород; 3 – мелилит-калиевополевошпатсодержащие и калиевополевошпатсодержащие мелилит-эпидейцитовые; 4 – карбонатизированные породы разновидности № 3 по материалам [4]. 5 – мелилит-эпидейцит-калиевополевошпатовые породы. Поля по работе [12]: 1 – кимберлиты гр. I; 2 – кимберлиты гр. II; 3 – оливиновые лампроиты.

Содержания Cr в первой группе составляет в среднем  $n_7=567$  г/т (271–890 г/т), а Ni составляет  $n_7=264$  г/т (176–333 г/т), а во второй соответственно  $n_4=391$  г/т (323–550 г/т) и  $n_4=323$  г/т (274–415 г/т).

Относительно кимберлитов Золотицкого поля (ААП), Тимана, Якутии, Южной Африки (район Кроонстад) и ультраосновных лампроитов Южного Урала исследуемые КЩУ породы, для которых характерны низкие содержания CaO, и мелилит-эпидейцит-калиевополевошпатовые породы по содержаниям Nb и Zr, находятся в поле составов кимберлитов гр. II и имеют аналогичный тренд распределения (рис. 2). Вторая группа КЩУ пород по содержанию этих элементов частично перекрывается с кимберлитами гр. II района Кроонстад (Юж. Африка).



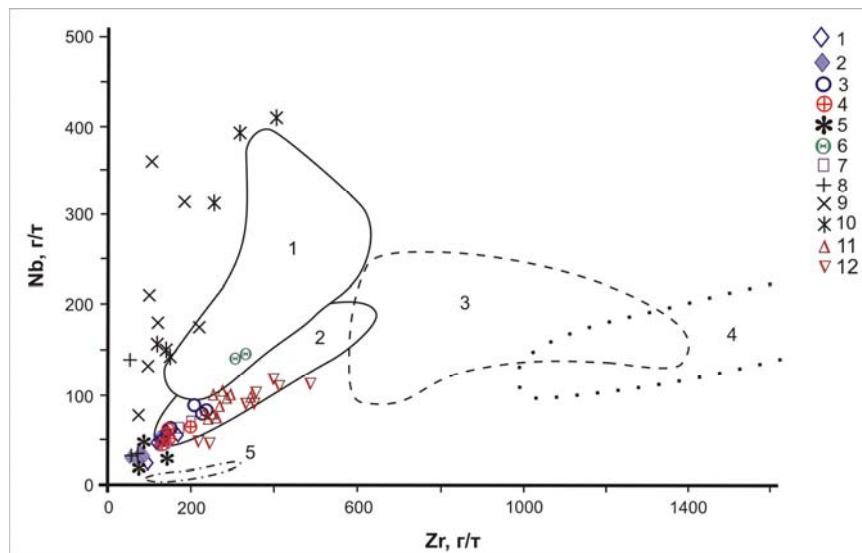


Рис. 2. Соотношение Nb и Zr (г/т) в КЩУ и мелилит-эпилейцит-калиевополевошпатовых породах Благодатского массива в сравнении с кимберлитами и лампроитами разных районов мира.

Условные обозначения: 1–3 – см.рис.1; 4 – мелилит-эпилейцит-калиевополевошпатовая разновидность; 5 – кимберлитовые трубки Золотицкого поля (тр. Ломоносовская, Пионерская, Карпинского-2); кимберлиты Тимана: 6 – тр. Водораздельная, 7 – тр. Умбинская; кимберлиты ЯАП: 8 – низкотитанистые (тр. Ботуобинская, тр. Нюрбинская, тр. Надежная), 9 – умереннотитанистые (тр. Мир, тр. Юбилейная, тр. Молодость, тр. Удачная-Восточная, тр. Зарница, тр. Чомур, Ан.1), 10 – высокотитанистые (тр. Поисковая, тр. Светлая, тр. Аэрогеологическая, Ан.5, тр. Лыхчан); кимберлиты гр. II района Кроонстад (Юж. Африка): 11 – мелилит- и апатитсодержащий монтичеллит-флогопитовый кимберлит (тр. Lase), 12 – диопсидсодержащая кальцит-флогопитовая брекчия кимберлита (тр. Voorspoed), глинизированный санидин- и диопсид-эгирин-содержащий флогопитовый кимберлит (силл Voorspoed). Поля: 1- кимберлиты гр. I; 2 – кимберлиты гр. II; 3 – оливиновые лампроиты; 4 – лейцитовые лампроиты; 5 – оливин-флогопитовые лампроиты Шеинского карьера и района Малый Куйбас (Южный Урал).

Примечание: Поля 1-4 по работе [12]; поле 5 построено по данным Л.И. Лукьяновой; аналитика по род № 5,6,7 приведена по данным [2]; №8, 9, 10 по данным [1]; №11, 12 по данным [11].

Проведенные исследования показывают, что породы Благодатского массива нельзя классифицировать [8] как лампроиты, т.к. они содержат мелилит и в их составе отсутствуют Ti- и Zr- содержащие редкие минералы, и нельзя относить к кимберлитам, т.к. в них присутствуют щелочной полевой шпат и эпилейцит. Однако, в районе Кроонстад (Юж.Африка) известны мелилит-, санидин- и эпилейцитсодержащие щелочно-ультраосновные породы классифицируемые по Р.Х. Митчеллу как кимберлиты гр. II, но с учетом их специфического состава отнесенные к переходным образованиям между кимберлитами и лампроитами [11]. Соответственно, КЩУ породы Благодатского массива, возможно, также относятся к этой серии пород.

## Литература

1. Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Зинчук Н.Н., Илупин И.П., Ротман А.Я., и др. Петрохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004\*. №3. С. 915-939.
2. Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А. и др. Потенциально-алмазоносный магматизм Восточно-Европейской платформы // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. -М., 2004. -С.225-245.
3. Богатиков О.А., Кононова В.А., Носова А.А., Каргин А.В. Полигенные источники кимберлитов, составы магм и алмазоносность (на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ) // Петрология. 2009. Т.17. №6. С. 651-671.
4. Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Качанов А.Н. Отчет по теме: "Изучение щелочно-

базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма алмазоносных районов западного склона Среднего Урала и по поискам тел щелочно-базальтоидных и щелочно-ультраосновных изверженных пород, перспективных на алмазы в зоне сочленения Западно-Уральской складчатой структуры и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория за 1976-78гг”. Пермь, 1978.

5. Лукьянова Л.И., Смирнов Ю.Д., Зильберман А.М., Чернышева Е.М. О находках алмазов в пикритах Урала // Записки Всесоюзн. минерал. об-ва. Ч. 107. Вып. 5. Л., Наука, 1978. С. 580-585.
6. Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П. Пикриты Урала в связи с проблемой ультраосновных расплавов // Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума: «Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм». Новосибирск, 1980.
7. Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Рыбальченко А.Я., Морозов Г.Г., Петров О.В., Тетерин И.П. и др. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. М.; СПб: ГЕОКАРТ:ГЕОС:ВСЕГЕИ, 2011. 240 с.
8. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.:Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
9. Румянцева Н.А., Чурилин Н.С., Лукьянова Л.И. Базальтовые формации Урала // Вопросы петрологии Урала (магматизм, метаморфизм, литология). Свердловск, АН СССР УНЦ, 1980. С.48-63.
10. Рыбьякова Н.М. Отчет о геологическом изучении (поиски и оценка) россыпных и коренных месторождений алмазов на участке недр Талица-Благодать в Александровском районе Пермской области, проведенном в 2002-2007 гг. Пермь, 2008.
11. Howarth G.H., Michael E., Skinner W., Prevec S.A. Petrology of the hypabyssal kimberlite of the Kroonstad group II kimberlite (orangeite) cluster, South Africa: Evolution of the magma within the cluster. *Lithos.* (July 2011), V.125 (1-2). P. 795-808
12. Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E. Comparative Geochemistry of West African Kimberlites // *Geochim. et Cosmoch. Acta.* 1994. V. 58. №19. P. 4017–4037.

# ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ В ЗОНАХ КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ С КАРБОНАТИТАМИ (НА ПРИМЕРЕ ИНТРУЗИИ ОЗЁРНАЯ ВАРАКА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Козлов Е.Н.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, E-mail: [gumba\\_piter@inbox.ru](mailto:gumba_piter@inbox.ru), <sup>2</sup> АФ МГТУ, г. Апатиты, Россия

Декомпрессия щелочных магм в процессе их внедрения сопровождается отделением значительного объема флюидной фазы. В пределах Кольской щелочной провинции внедрение щелочных магм происходило преимущественно в докембрийские породы комплекса основания. Контрастность по отношению к флюиду химических составов вмещающих докембрийских пород и термальное воздействие на них самих интрузий привели к формированию вокруг щелочных плутонов широких ореолов метасоматически переработанных пород, эволюция вещественных составов которых неразрывно связана с эволюцией магматического источника. Именно изменение состава иницирующего флюида и на магматическом, и на постмагматическом этапах развития щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами определило присутствие различных типов метасоматитов в зонах экзоконтактов. Целью исследования было выявление особенностей породных ансамблей и минеральных парагенезисов метасоматитов, отвечающих различным этапам формирования комплексов. Эти особенности позволяют построить эволюционную модель становления метасоматической системы.

Decompression of alkaline magmas in the introduction process is accompanied by a significant amount of fluid. Within the Kola alkaline province introduction of alkaline magmas occurred mainly into Precambrian rocks of the basement complex. The contrast of chemical composition of the surrounding Precambrian rocks in relation to the fluid and thermal influence of the intrusions on them led to formation of broad halos of metasomatized rocks around the alkaline plutons. The evolution of the material composition in these rocks is closely connected to the evolution of the magma source. It is the change in composition of the initiating fluid both at the magmatic and post-magmatic stages of the development alkaline-ultramafic complexes with carbonatites, which determine the presence of various metasomatic rocks types in the exocontact zones. The aim of the study was to reveal the features of rocks ensembles and metasomatic mineral parageneses corresponding to different stages of complexes formation. These features allow us to construct an evolutionary model of metasomatic system formation.

Для щелочно-ультраосновных массивов характерно многофазное строение, которое определяется последовательным внедрением щелочных ультрамафитов – фойдолитов – карбонатитов. Внедрение каждой фазы сопровождалось отделением специфического равновесного с ней флюида и вело к формированию собственного комплекса метасоматитов. Для определения особенностей метасоматитов, отвечающих этапу формирования фойдолитового комплекса, в качестве объекта исследования была выбрана зона экзоконтакта массива Озерная Варака, в котором ультрамафиты и карбонатиты присутствуют в подчиненном количестве.

Массив Озерная Варака приурочен к зоне сочленения Беломорского мегаблока и Имандра-Варзугского пояса карелид (юг Кольского полуострова). Возраст интрузии

оценен в  $376.1 \pm 2.9$  Ma (Rb-Sr; [7]). Вмещающие породы – биотит-плагиоклазовые гнейсы беломорского комплекса основания. Центральную часть интрузии составляют щелочные ультрамафиты, преимущественно нефелиновые пироксениты (рис. 1). Они окружены широким кольцом фойдолитов второй фазы внедрения (преимущественно представленных ийолитами), занимающими более 60% площади интрузии на современном эрозионном срезе. Третья фаза внедрения – карбонатиты (преимущественно кальцитовые), которые наблюдаются в виде секущих первые две фазы жильных и штокообразных тел. Возраст карбонатитов оценен в  $369.6 \pm 5.3$  Ma (Rb-Sr; [7]). При малых размерах самой интрузии (её диаметр ~0,7-0,8 км), площадь, занимаемая экзоконтактовыми метасоматитами, сопоставима с площадью интрузивных образований (0,66 и 0,8 км<sup>2</sup> соответственно). Большую часть ореолов метасоматической переработки (~95%) занимают фенитизированные гнейсы.

Необычным по породной ассоциации оказался юго-западный разрез, где наблюдается следующая последовательность смены метасоматических пород (по направлению к контакту): фенитизированные гнейсы (минеральный состав:  $[Pl_{Ab=20}] + [Mc] + [Bt] + Qz + Kfs + Ab + Hed + (Ap) + (Ttn) \pm Frct \pm Cc$ ), апогнейсовые пироксен-полевошпатовые фениты ( $[Di] + Ab + Kfs + Aeg-Aug + (Ap) + (Ttn) \pm Ano \pm Cc$ , мощность зоны 12 м.) и, вместо зоны нефелин-содержащих фенитов, зона волластонит-пироксеновых пород ( $[Afs] + Wo + Aeg-Aug + Ap + (Ttn) \pm Cc$ ), мощность примерно 1 м.). В квадратных скобках указаны реликтовые фазы, в круглых – типичные аксессуарные минералы. Аббревиатуры минералов здесь и далее соответствуют принятым РМО [8].

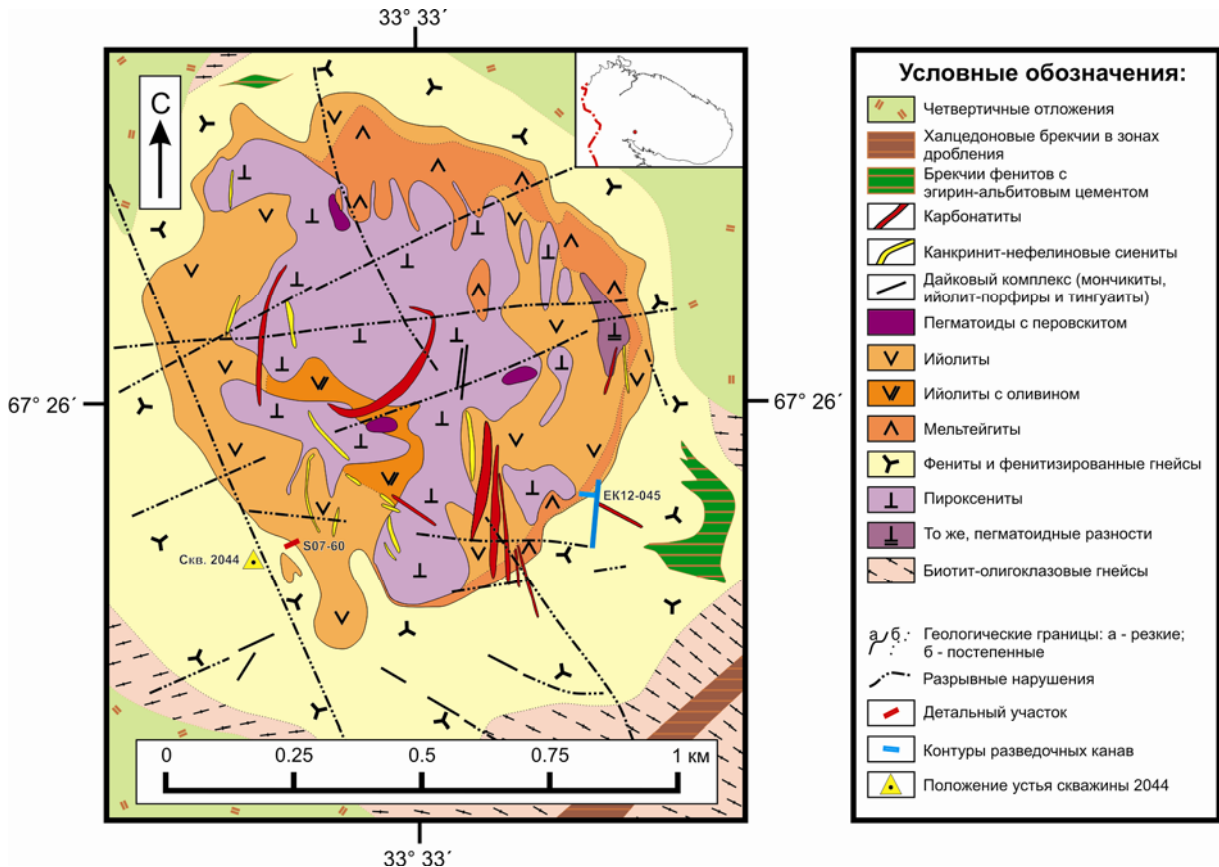


Рис. 1. Схема геологического строения массива Озёрная Варакка (составлена по данным МГРЭ и работам [1], [2]).

Исследование изменения содержания главных элементов (рис. 2) вдоль детального участка показало, что при переходе от фенитизированных гнейсов к апогнейсовым фенитам происходит плавное увеличение содержания Na и Al, сопряжённое со слабой десиликацией пород. Отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  при переходе от зоны фенитизированных гнейсов к апогнейсовым фенитам резко возрастает, в дальнейшем монотонно падая по направлению к интрузиву, что не характерно для типичных зон фенитизации, в которых  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в направлении интрузии растёт [6].

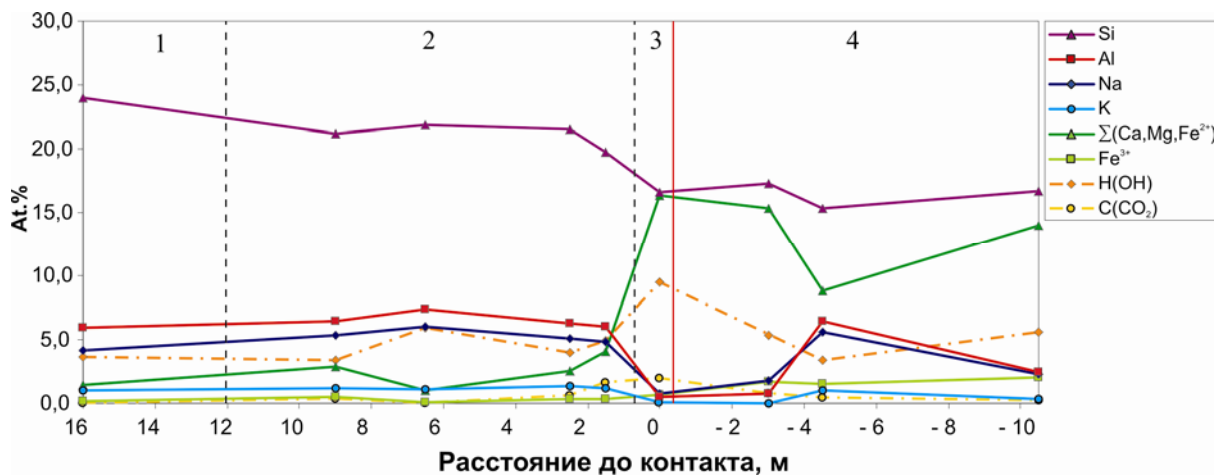


Рис. 2. Изменение содержания главных элементов (атомн.%) вдоль детального участка (элементы с содержанием >30% (O) и < 1% (Cl, F, P, Ti, Mn) на графике не указаны). 1 – фенитизированные гнейсы, 2 – апогнейсовые фениты, 3 – волластонит-пироксеновые породы, 4 – ийолиты нерасчлененные.

Волластонит-клинопироксеновые породы и примыкающие к ним приконтактные ийолиты характеризуются минимальным содержанием щелочей и алюминия, меньшим чем в фенитах содержанием кремнезема на фоне интенсивного накопления оснований (в первую очередь – Mg и Ca). Таким образом волластонит-клинопироксеновые гидротермально-метасоматические породы являются базификатами, сформировавшимися в результате кальций-магнезиального метасоматоза и затронувшего как ранние метасоматиты экзоконтакта, так и породы интрузии.

Наиболее информативными для решения наших задач оказались пироксены. Выборку их химических составов после процедуры нормализации исследовали методом кластерного анализа с последующим объединением групп [3],[4]. При расчетах не учитывались  $K_2O$ ,  $V_2O_5$  и  $ZrO_2$ , для которых из-за низких содержаний погрешности определений максимальны. При выбранном уровне значимости  $\alpha = 0.05$  было выявлено пять однородных групп. Несмотря на небольшое общее количество анализов в выборке и достаточно дробное деление на однородные группы, правомерность деления подтверждается тем, что пироксены каждого кластера занимают вполне определенное положение в различных типах пород и структуре зерен.

Исследование особенностей локализации и микроструктурных взаимоотношений позволяет выделить 2 тренда изменения составов пироксенов – более ранний диопсид-эгириновый ( $T_1$ ) и поздний геденбергит-эгириновый ( $T_2$ ) (рис. 3). Первый тренд характерен для т.н. ийолитового типа фенитизации, второй – для карбонатитового [6], [9].

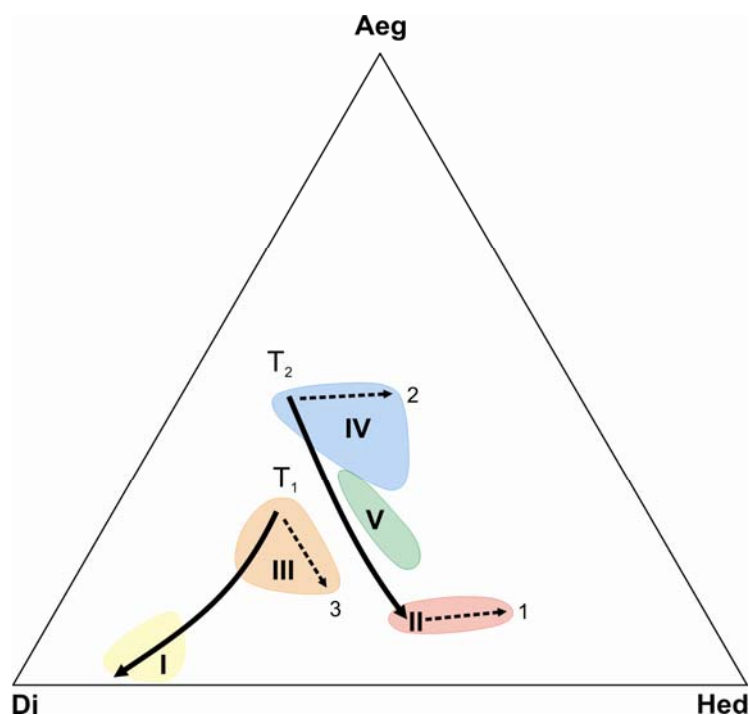


Рис. 3. Изменение составов пироксенов на диаграмме диопсид (Di) – акмит (Aeg)- геденбергит (Hed). Закрашенные поля ограничивают области распределения фигуративных точек составов однородных групп, римская цифра соответствует номеру группы. Стрелки – тренды изменения составов (полные (T<sub>1</sub> и T<sub>2</sub>)– между группами, пунктирные (1,2 и 3) – от центра зерна к краю)

Пироксены, слагающие матрикс волластонит-клинопироксеновых пород, попали в III группу, отнесенную к раннему «ийолитовому» тренду фенитизации. Образование волластонита стало результатом воздействия более позднего, но так же высокотемпературного основного процесса. Для сравнения изотопных характеристик гелия во флюидных включениях, захваченных при кристаллизации волластонита и пироксена, были выделены монофракции минералов, газ из которых был проанализирован на статическом масс-спектрометре МИ-1201. В оставшейся после анализа раздробленном материале измерялись содержания главных продуцентов <sup>4</sup>He – U и Th, а так же Li (при ядерных реакциях на <sup>6</sup>Li образуется <sup>3</sup>He). Результаты измерений приведены в табл. 1.

Таблица 1

**Изотопный состав и содержание гелия во флюидных включениях и содержания U, Th и Li в раздробленном материале из проанализированных минеральных фракций волластонита (Wo) и эгирин-авгита (Срх<sub>III</sub>). OV-18 – валовая проба карбонатита [5]**

Проба	<sup>4</sup> He, 10 <sup>-6</sup> *см <sup>3</sup> /г	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He, 10 <sup>-8</sup>	U, ppm	Th, ppm	Li, ppm
Срх <sub>III</sub>	10,00	591	0,001	14,438	0,006
Wo	0,96	52	0,003	0,992	0,005
OV-18	0,29	105	–	–	–

Обобщая результаты проведенных исследований, можно сформулировать следующие выводы:

– в обрамлении интрузива Озёрная Варака образование высокотемпературных щелочных метасоматитов (фенитов) происходило на этапе формирования фойдолитового комплекса;

- смена типа метасоматоза со щелочного (на завершающем магматическом этапе) на основной (на раннем постмагматическом этапе) произошел в относительно короткий интервал времени;

- изотопно-геохимическая контрастность «фоидолитового» и «карбонатитового» флюидов, выражающаяся в отличии изотопных соотношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  более чем на порядок, вероятно, связана с различиями в механизмах их миграции, а не с изотопно-геохимическими особенностями источников вещества;

- формирование волластонит – эгирин-авгитовых пород и их текстурно-структурные особенности происходило при избирательном замещении волластонитом минералов Na, K и Al (полевых шпатов и, возможно, нефелина), возникших на высоко-температурном щелочном этапе. При этом наследовались текстурно-структурные особенности пород тыловой зоны фенитизации, возможно, претерпевших частичное плавление.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 12-05-00244-а.*

### **Литература**

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Дудкин О.Б. Савицкий А.В., Кулешов Г.В. Минеральные ассоциации комплекса щелочных пород массива Озёрная Варака // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФАН РАН СССР, 1980. С. 126–140.
3. Мартынов Е.В. Математические методы моделирования параметров геологических процессов и явлений: учеб. пособие для студентов направления 130100 «Геология и разведка полезных ископаемых» – Мурманск : изд-во МГТУ, 2011. – 136 с.
4. Родионов Д.А., Коган Р.И., Голубева В.А. и др. Справочник по математическим методам в геологии. – М.: Недра, 1987. – 335 с.
5. Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Марти Б., Нивин В.А., Ветрин В.Р., Балаганская Е.Г., Икорский С.В., Ганнибал М.А., Кирнарский Ю.М., Вейсс Д., Верхулст А., Демаффе Д. Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных – карбонатитовых комплексах Кольского полуострова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов. – Апатиты – Нанси – Брюссель, 1999. – 97 с.
6. Метасоматизм и метасоматические породы. Колл. авторов. Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. – М.: Научный мир, 1998. 492с
7. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380–360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. Vol. 30, P. 33–44.
8. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Miner. 2010. Vol.95, P. 185–187.
9. Morogan V. Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization // Terra Nova. 1994. Vol. 6, № 2. P. 166–176.

## ТИПИЗАЦИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ИЗ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАССИВА СЕВЕРНЫЙ (ЧУКОТКА)

*Кургузова А.В.*

Горный Университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *kurguzova.anna@gmail.com*

**Описаны флюидные включения из метасоматических пород Северного массива (Чукотка). С данным массивом гранитов связана редкометальная и оловорудная минерализация. Приведена классификация включений по фазовому составу, методом криометрии проанализирован вещественный состав включений. Сделаны выводы о природе гидротермальных растворов: при формировании метасоматитов Северного массива имело место смешение ювенильного и корового флюидов, что могло послужить причиной формирования касситеритового и редкометального оруденения.**

## CLASSIFICATION OF FLUID INCLUSIONS FROM QUARTZ FROM METASOMATIC ROCKS (SEVERNY MASSIF, CHUKOTKA)

*Kurguzova A.V.*

Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *kurguzova.anna@gmail.com*

**Fluid inclusions from metasomatic rocks from Severny massif are described. Severny massif has rare-metal and tin mineralization. Fluid inclusions are classified according to phase composition, which was analyzed by cryometry.**

**Conclusions about hydrothermal solutions genesis are given. Juvenile and surface fluids mixing took place during metasomatic rocks formation and it could be a reason of cassiterite and rare-metal ores formation.**

Для выяснения физико-химических условий формирования гидротермальных образований массива Северный и связанного с ними оруденения начато изучение флюидных включений в кварце гранитов главной фазы массива и метасоматических пород. В Северном гранитном массиве выделено пять последовательных стадий гидротермального процесса [4]: альбититовая, цвиттеровая, турмалинитовая, хлоритовая и аргиллизитовая. С массивом связано касситеритовое оруденение, ассоциирующее с турмалинитовыми метасоматитами, известна редкометальная минерализация в цвиттерах, а также урановое оруденение, приуроченное к метасоматитам аргиллизитовой стадии.

В настоящей работе приводятся данные по флюидным включениям в кварце из гранитов главной фазы, а также в кварце цвиттеровой и турмалинитовой стадий.

В кварце из гранитов наблюдаются, как правило, двухфазные включения (рис. 1), состоящие из газового пузырька и слабосоленого раствора. Размер включений менее 20 мкм, газовая фаза занимает 40-60% от объема включений. Согласно предварительным термометрическим исследованиям, в газовой фазе преобладает метан. Наличие метана в гранитах Дальнего Востока уже отмечалось ранее [2, 8], кроме того, по устным сообщениям геологов ЗАО «Чаунское горно-геологическое предприятие», при бурении на Северном массиве дважды происходили взрывы метана в стволе скважины. Как правило, включения с метаном характерны для близповерхностных образований [9].



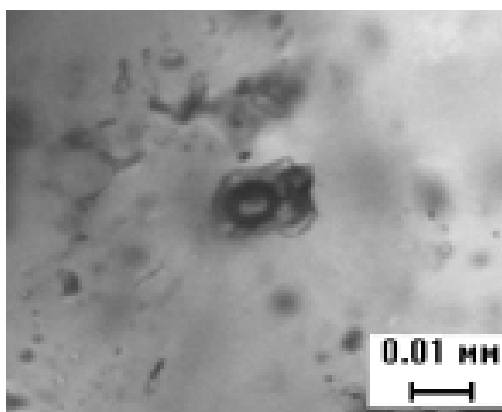


Рис. 1. Двухфазное включение в кварце из гранита главной фазы

Порядка 15% всех включений в гранитах составляют трехфазные включения, в которых помимо газового пузырька и жидкости были отмечены кубики галита. Объемная доля NaCl в трехфазных включениях составляет около 10%. Закономерное расположение трехфазных включений (цепочками, пересекающими границы зерен минералов) свидетельствует о том, что такие включения являются вторичными и, вероятно, сформировались при наложенных гидротермальных процессах.

Большим разнообразием отличаются флюидные включения в цвиттерах, с которыми ассоциирует редкометальная (монацит, вольфрамит, вольфрамоксиолит, вольфрамниобиевый рутил, колумбит, касситерит) и сульфидная (лёллингит, пирит, халькопирит, висмутин) минерализация [1, 3]. Выделено 6 типов включений в цвиттерах (приведены в таблице 1).

Таблица 1.

**Типизация включений в цвиттерах Северного массива.**

Тип включения	Количество фаз	Средний размер включений, мкм	Процентные соотношения объемов фаз
Г	1	10–20	
Г+Ж	2	20–30	50–90% газовой фазы
Г+Ж+Мг	3	10–40	10% газ, 10% галит
Г+Ж+Мг+М	4	10–30	10% газ, 10–20% галит, 5–10% захваченный минерал
Г+Ж+Мг+2М	5	10–30	10% газ, 10–20% галит, <10% захваченный минерал
Многофазовые с захваченными минералами	5–8	20–50	захваченные минералы занимают 10–20%

Условные обозначения: Г – газ, Ж – жидкость, Мг – галит, М – захваченный минерал.

Для включений из кварца цвиттеров характерны больший размер (20-50 мкм), по сравнению с включениями из гранитов, и разнообразный фазовый состав. В цвиттерах отмечены как первичные включения, часто с захваченными минералами (рис. 2, 3), так и вторичные, располагающиеся цепочками, пересекающими несколько зерен кварца (рис. 4). Первичные и вторичные включения цвиттеров отличаются повышенной соленостью, как правило, содержат галит и другие соли. Газовая фаза во всех типах вклю-

чений из кварца цвиттеров представлена преимущественно метаном. Часто во включениях из цвиттеров фиксируется захваченный минерал удлиненной формы (рис. 5), который пока не был идентифицирован.

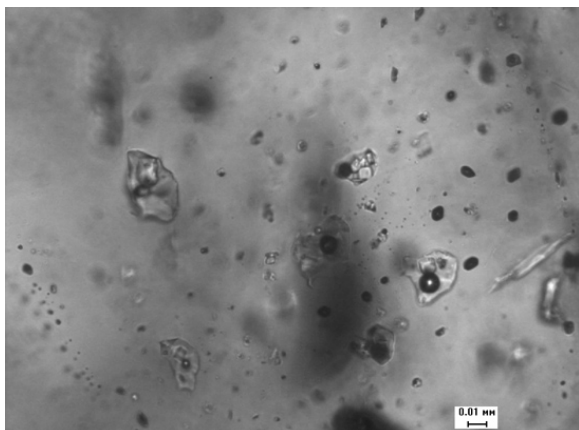


Рис. 2. Многофазовые включения в кварце из цвиттеров

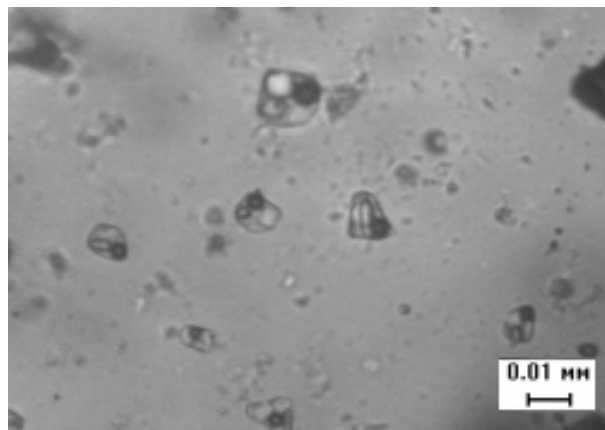


Рис. 3. Многофазовые включения с захваченными минералами, кварц из цвиттеров

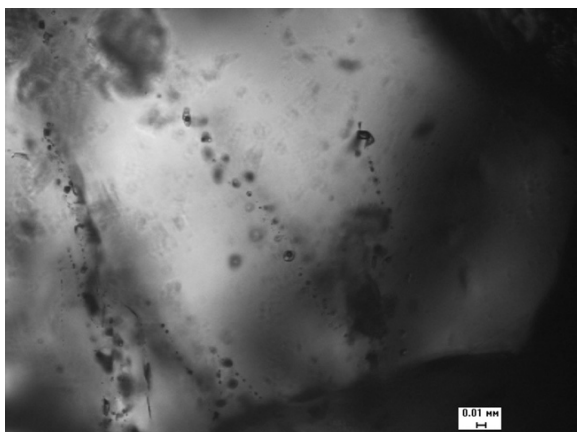


Рис. 4. Цепочки вторичных двухфазовых включений в цвиттере



Рис. 5. Включение из кварца цвиттеровой стадии с пузырьком газа и захваченными кристалликами удлиненного минерала

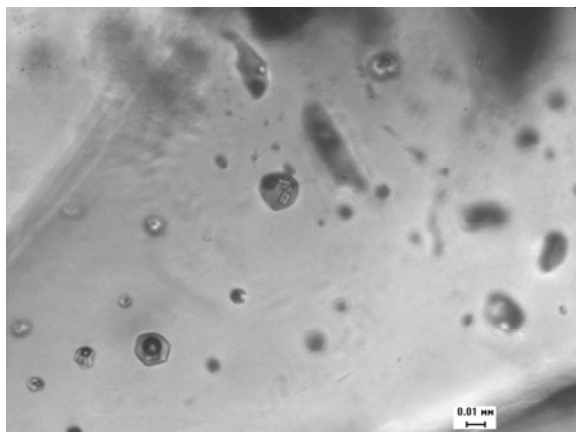


Рис. 6. Включение из кварца турмалинитовой стадии с пузырьком газа и захваченными кристалликами удлиненного минерала

Включения в кварце турмалинитовой стадии имеют средний размер 10-30 мкм, преобладают двухфазные включения с солевым раствором и метаном. Отмечены также включения с галитом и захваченными минералами. Типизация включений из турмалинитов приведена в таблице 2. Минерал удлиненной формы, отмеченный во включениях из цвиттеров, также встречается во включениях турмалинитов (рис. 6), в то время как в кварце из гранитов главной фазы включения с захваченными минералами практически отсутствуют. Поскольку в кварце цвиттеровой стадии процент включений с захваченным удлиненным минералом больше, вероятно, основное количество такого минерала захватывалось при формировании цвиттеровой стадии. Кроме описанного удлиненного минерала, во включениях турмалинитов содержится множество других захваченных минералов (рис. 7 и 8). Минералы-узники часто имеют изометричную форму и не растворяются при нагревании до 500 градусов. Весьма вероятно нахождение во флюидных включениях турмалинитов сассолина, типичного для образований с боровой минерализацией [5]. Поскольку сассолин во включениях плавится при небольшом нагреве (50–180°), его нетрудно отличить от захваченных минералов. Пока сассолин в турмалинитах Северного не был обнаружен, но это, вероятно, вопрос времени и более детальных исследований.

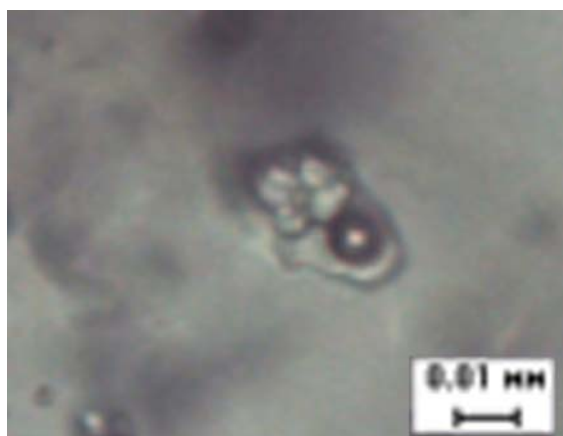


Рис. 7. Включение из кварца турмалинитовой стадии с захваченными минералами

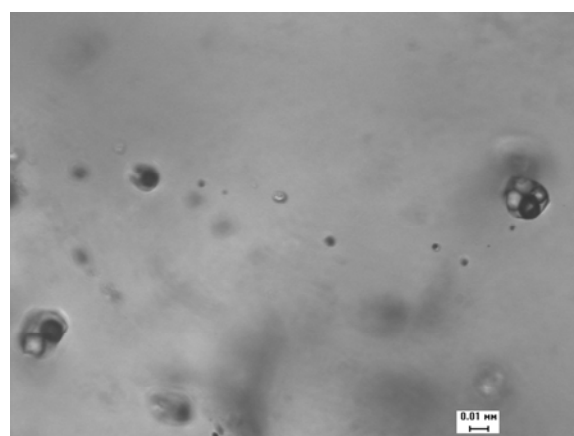


Рис. 8. Включение из кварца турмалинитовой стадии с захваченными минералами

Таблица 2

**Типизация включений в турмалинитах Северного массива**

Тип включения	Количество фаз	Средний размер включений, мкм	Процентные соотношения объемов фаз
Ж	1		
Г+Ж	2	10-20	10–20% газовой фазы
Г+Ж+Мг	3	7–20мкм	20–40% газовой фазы, 10-20% галит
Г+Ж+Мг+М	4	около 10	10–20% газовой фазы
Г+Ж+Мг+2М	5	около 20	15–30% газовой фазы, часто с захваченным минералом удлиненной формы
Г+Ж+Мг+3М	6	10мкм	5 жидкие фазы, газ 10%

Условные обозначения: Г – газ, Ж – жидкость, Мг – галит, М – захваченный минерал

Согласно данным термодинамического моделирования, отложение касситерита происходит при смешении магматического флюида и метеорных вод [6, 7]. Переносится Sn в виде хлор-комплексов, а осаждается в восстановительных условиях вследствие увеличения летучести кислорода по реакции  $\text{Sn}(\text{OH})_2\text{Cl} + \text{O}_2 = \text{SnO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{Cl}^-$ .

Предварительные данные по изучению флюидных включений в кварце цвиттеров и турмалинитов Северного массива (высокая соленость, свидетельствующая о значительном количестве хлора в гидротермальных растворах, присутствие метана в газовой фазе включений) позволяют предполагать, что при формировании гидротермальных образований имело место смешение магматического и метеорного компонентов. Из этих растворов могла сформироваться редкометальная минерализация цвиттеровой стадии и касситеритовая минерализация, ассоциирующая с турмалинитовой стадией.

### Литература

1. Алексеев В.И., Кургузова А.В., Гембицкая И.М. Минералого-петрографические черты цвиттеров Чаунского района, Чукотка // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2012. С. 197–200
2. Горячев Н.А., Бердников Н.В. Типы рудоносных гранитов юго-восточной части мезозойского северо-востока России и их флюидная специализация // Тихоокеанская геология. 2006. т. 25 вып. 3. С. 40 – 52
3. Кургузова А.В., Алексеев В.И., Геохимическая характеристика цвиттеров массива Северный (Чукотка) // Металлогения древних и современных океанов-2012. Гидротермальные поля и руды. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН. 2012. С. 154–158
4. Марин Ю.Б., Алексеев В.И. Разработка критериев локального прогнозирования оловянного оруденения на массиве Северном на основе изучения метасоматической, минералогической и геохимической зональности. СПб.: СПбГИ. 1992. С. 309.
5. Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е. и др. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального рудообразования: петрологические следствия открытия сассолина ( $\text{H}_3\text{BO}_3$ ) во флюидных включениях // Петрология. 2000 Т. 8. № 3. С. 241–266.
6. Суцевская Т.М., Рыженко Б.Н. Моделирование смешения флюидов различной природы при осаждении касситерита // Геохимия. 2002. № 2. С. 184–193
7. Суцевская Т.М., Бычков А.Ю., Физико-химические механизмы отложения касситерита и вольфрамитов в гидротермальной системе, связанной с гранитами (термодинамическое моделирование). // Геохимия. 2010. №12. С. 1330-1338.
8. Berdnikov N. V., Karsakov L. P. Methane-Bearing Fluid Inclusions as Evidence of the Collisional Nature of High-Alumina Granites, Northern Sikhote-Alin, Russian Far East // International Geology Review. 1999. 41:7. PP. 587-592
9. Kesler, S.E. Ore-forming fluids // Elements. 2005. PP. 13-18.

## ТИПЫ СЕРПЕНТИНОВ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ

*Матвеев Я.А., Степанов С.Ю., Рассолов А.А.*

Горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *matweewian@yandex.ru*

**Данная работа посвящена исследованию видов серпентинов Нижнетагильского зонального ультраосновного массива. Комплексный метод, при котором происходит сопоставление результатов микроскопических, рентгенофазовых и термических исследований, позволяет получить обоснованные результаты. В результате было установлено наличие как минимум двух значимых типов серпентинов в дунитах и серпентинитах Нижнетагильского массива: хризотила и лизардита.**

## TYPES OF SERPENTINE IN THE ULTRAMAIN ROCKS OF THE NIZHNI TAGIL MASSIF, MIDDLE URAL

*Matweew I.A., Stepanow C.Y., Rassolow A.A.*

Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *matweewian@yandex.ru*

**This work is devoted to research of types of serpentine of the Nizhni Tagil zonal ultramain massif. The complex method at which there is a comparison of results of microscope, X-Ray and thermal researches allows receiving reasonable results. Existence of at least two significant types of serpentine in dunites and serpentinites Nizhni Tagil: chrysotile and lizardite was as a result established.**

Для выяснения природы оруденения и перспектив Нижнетагильского платинового месторождения, были проведены комплексные исследования, одной из составных частей которых стало изучение серпентинизации ультрамафитовой формации с целью определения типов серпентина и порядка их образования в коренных породах, представленных дунитами и серпентинитами, а также корке выветривания по ним. В ходе работы был произведён микроскопический, рентгенофазовый, а также термический анализы образцов серпентина. В качестве материала для исследования были отобраны образцы следующих пород: серпентинизированных дунитов, серпентинитов и хромититов с высоким процентным содержанием серпентина. При этом в ходе анализа пробы отбирались не только с отдельных образцов, но и с разных частей одного образца, что позволило в дальнейшем говорить о существовании различных видов серпентина в одном типе породы.

Микроскопические исследования проводились на микроскопе ПОЛАМ С-111 и заключались в выделении оптически различимых разновидностей серпентина. В результате были выделены две разновидности: 1) образующие игольчатые агрегаты, заполняющие трещины и 2) пластинчатые, выполняющие основную массу, имеющие в проходящем свете более зеленоватый цвет [2]. Предположительно, первый тип является хризотилом, а второй – смесью хризотила с лизардитом. Говоря о структурных особенностях, стоит отметить, что большинство изученных типов серпентинитов и сильно серпентинизированных дунитов имели в своём составе преобладающее количество деструктурирован-

ного серпентина. Об этом свидетельствует сильная трещиноватость, сдвиги и значительное разрушение классической петельчатой структуры серпентинизированного дунита. Можно говорить даже о двух генерациях серпентина – первой, структурированной и второй – «залечившей» повреждения исходной породы после деструктуризации. Большой процент именно деструктурированных серпентинитов помешал определить направленность зёрен оливина, а также их формы в породе. Кроме того, характерной особенностью исследованных образцов можно назвать сильно «изъеденные» зёрна хромита, зачастую теряющие свои кристаллографические формы.

Рентгенофазовый анализ, проведённый на основе базы данных ICPDF, выполнялся для шести образцов, условно обозначенных как дунит, серпентинизированный дунит, серпентинит по дуниту и корка выветривания серпентинита. Результаты анализа, отражающие минеральный состав пород представлен в табл. 1. Данные рентгенофазового анализа позволяют говорить об одновременном существовании двух типов серпентина – хризотила и лизардита, причём первый занимает существенную долю [3]. Кроме того, характерными особенностями можно назвать отсутствие хромшпинелида, при наличии соединений железа – сидерита и магнетита, а также карбоната – доломита. Брусит, обнаруженный оптическим методом, также был обнаружен, достигая в образце корки солидного показателя по содержанию – 20%.

Рентгенофазовый анализ позволяет сделать следующие выводы. Во-первых, состав серпентина неоднороден и представлен как минимум двумя разновидностями: хризотилом и лизардитом. Во-вторых, процентное содержание лизардита, достигающее до 50%, позволяет сделать предположение о двух генерациях серпентина, соответственно лизардитовой и более существенной – хризотиловой. В-третьих, наличие достаточно ясно заметных примесей вторичных минералов, представляющих собой различные соединения железа, приводит к пониманию того, что процессы выветривания в ультраосновных породах Нижнетагильского массива следует изучать более тщательно, в том числе и методом рентгенофазового анализа.

Таблица 1

**Состав серпентинитов в дунитах Нижнетагильского массива и корках выветривания по ним, %**

	Дунит	Серпентинизированный дунит	Серпентинит по дуниту	Корка
Хризотил	60	60	45	50
Лизардит	37	25	50	30
Форстерит	3			
Брусит		10		20
Доломит		1–3		
Сидерит		1–3	1–3	
Магнетит		1–3		
Псевдорутил			3–5	

Термический анализ проводился на установке NETZSCH STA 429CD + QMS 403 в ИХС РАН, аналитиком В.Л. Уголковым. Анализировались шесть проб серпентина, отобранных из дунитов и серпентинитов Нижнетагильского массива. В итоге, были получены кривые TG и DSC, отражающие потери массы и энтальпию соответственно. В хо-

де анализа кривых TG, удалось установить, что все образцы теряли массу скачкообразно, в следующих интервалах температур:

1. От 0° до 200°;
2. От 200° до 450°;
3. От 450° до 700°.

При этом, в двух образцах, значительные потери наблюдались лишь при 700°, что может говорить об ином составе образца. Кривые DSC всех образцов выдают эндотермические пики разной интенсивности в диапазоне температур от 630° до 730° по Цельсию, которые могут быть соотнесены с последним этапом потери массы. Вернее всего, именно на этом этапе происходит потеря веществом образца конституционной воды. Структура минералов разрушается, образуя аморфное вещество. Стоит отметить, что те пробы, которые дали одну ступень потери массы, имеют наибольшие по значению эндотермические пики, сдвинутые к верхнему пределу по температуре. Далее, все образцы стабильно выдают экзотермический пик при температуре 810–820° по Цельсию, что может говорить о кристаллизации из разложившегося ранее, аморфного вещества, богатого железом и магнием оливина – форстерита [2]. При этом пики имеют разную величину для каждого образца, что обращает на себя внимание. Сопоставляя все три важные особенности, которые были обнаружены, а именно: разное количество этапов потери массы, различную силу и момент появления эндотермических пиков, а также размер экзотермических пиков, можно сделать следующие предположения. Во-первых, два низких по высоте эндотермических пика и один, максимальной длины экзотермический пик при наличии трёх ступеней потери массы свидетельствуют о наличии в пробах хризотила. Во-вторых, короткий экзотермический и напротив — самый крупный эндотермический пики в сумме с единственной ступенью потери массы могут говорить о наличии лизардита или другого типа серпентина, например – непуита [4].

В заключение стоит отметить, что при совмещении результатов всех проведённых исследований и опираясь в большей степени на рентгенофазовый анализ, как на самый достоверный и точный, можно с уверенностью говорить о комплексном составе серпентинов в породах Нижнетагильского массива. Основную массу, как и предполагалось, занимает хризотил, лизардит же играет второстепенную роль, нередко достигая при этом значительных показателей по содержанию. Структурное взаимодействие обоих типов серпентинов, а также порядок происхождения и генетические связи их между собой и с минералами дунитов Нижнетагильского массива ещё предстоит выяснить.

### Литература

1. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. С.: УНЦ АН СССР. 1986. 34-63 с.
2. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Л.: НКТП Государственное Геолого-разведочное издательство. 1933. 180-184 с.
3. Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие породы//Труды института геологии и геохимии. Вып. 83.
4. Таловина И.В., Лазаренков В.Г. Никелевые серпентины серии лизардит-непуит и кариопилит в гипергенных никелевых месторождениях Урала//ЗРМО. 2010 № 4 С. 83–90.

## ОСОБЕННОСТИ КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕУРМИЙСКОГО МАССИВА (ПРИАМУРЬЕ)

*Мачевариани М.М.*

Горный Университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: [wmdmaria@gmail.com](mailto:wmdmaria@gmail.com)

**Выявленные геохимические и морфологические особенности акцессорного циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива позволяют говорить о едином механизме, регулирующем корреляции содержаний Ti, REE и их связь с характером проявления CL-зональности циркона. Контрастный характер данных взаимоотношений в цирконах из гранитоидов различных фаз является важной составляющей комплекса типоморфных признаков, разрабатываемого с целью проведения корректной оценки условий образования и поисков редкометалльных гранитов в Приамурье.**

**Revealed geochemical and morphological features of accessory zircon from granitoids of the Verchneurmijsky massif suggest unique mechanism that regulates the concentration of Ti, REE and intensity of CL in given zircons. The contrasting character of such mutual relations in zircons from different granitoids phases is an important component of the typomorphic features complex, which is developed for the correct assessment of the formation conditions and prospecting of rare-metal granites in the Amur region.**

В районе Баджалского и Мяо-Чанского хребтов Приамурья широко распространены гранитоидные плутоны, играющие важную роль в локализации месторождений крупнейшего Баджало-Комсомольского оловорудного района [2]. Верхнеурмийский массив представляет собой многофазную интрузию, становление которой происходило на фоне постепенного накопления в расплаве летучих компонентов, снижения температуры его кристаллизации и сопровождалось дифференциацией пород с последовательным повышением содержания щелочных и редких элементов в более молодых гранитах [3]. Главными продуктами интрузивного магматизма района являются биотитовые граниты баджалского комплекса: крупно- и среднезернистые (главная фаза – I), мелкозернистые (дополнительная фаза – II), аплиты и пегматитами (жильная фаза – III). К наиболее поздним образованиям отнесены, по данным изотопной геохронологии, редкометалльные циннвальдитовые граниты правоурмийского онгонитового комплекса.

В рамках исследования, посвященного выявлению комплекса типоморфных признаков акцессорного циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива, был проведен анализ особенностей катодолюминесценции (CL) циркона из гранитов разных фаз (Zrn-Bt – биотитовый гранит главной фазы, Zrn-порф – микрогранит дополнительной, Zrn-Znw – циннвальдитовый гранит заключительной фазы).

Хотя природа CL циркона изучена недостаточно, нет собой строгой физической модели зависимости интенсивности CL от набора параметров реального кристалла, исследование CL -изображений циркона, в сочетании с BSE-изображениями и данными микронзондового анализа, является неотъемлемой частью анализа особенностей внутренней морфологии кристалла. Сопоставление аналитических данных (SIMS) и визуальной оценки изображений в режиме CL позволили подтвердить ранее регистрируемые зависимости и выявить уникальные корреляции для исследуемых цирконов.



Исследования спектров КЛ [4,5,6] синтетического циркона, при которых сравнивались спектры беспримесных и загрязненных примесями REE<sup>3+</sup> зерен, показали наличие, так называемой, «собственной» люминесценции циркона (связанной со структурными дефектами) и «наложенной» люминесценции (обусловленной влиянием примесей-люминофоров). В общем случае, степень корреляции CL-зональности с зональностью распределения примесей-люминофоров и примесей, гасящих люминесценцию в цирконе, позволяют выявить наложенную составляющую CL.

Для практического выявления корреляционных зависимостей в исследуемых цирконах, визуальная оценка интенсивности CL, была численно выражена присвоением индексов (1) и (-1) аналитическим точкам соответственно в светлых и темных зонах, и, таким образом, значения были включены в общую корреляционную матрицу. Несмотря на неизменную и равнопроявленную для всех типов циркона инверсию яркости CL и BSE изображений, удалось выявить существенные различия в регулирующих факторах интенсивности CL для различных типов циркона.

При закономерном снижении значений коэффициентов корреляции HREE с U, Th, Hf в эволюционном ряду Zrn-Bt – Zrn-порф – Zrn-Znw, фиксируется резкий скачок LREE-U,Th,Hf корреляций для Zrn-порф (табл. 1), что, безусловно, сказывается и на суммарном эффекте связи с интенсивностью CL циркона.

Таблица 1

**Коэффициенты корреляции Dy, Er, Yb – Hf, Th, U для цирконов из биотитового гранита (Zrn-Bt), гранит-порфира(Гр-прф) и цинвальдитового гранита (Гр-Znw)**

<b>Zrn-Bt</b>	<i>Hf</i>	<i>Th</i>	<i>U</i>
<i>Dy</i>	<b>0,42</b>	<b>0,78</b>	<b>0,79</b>
<i>Er</i>	0,55	0,81	0,88
<i>Yb</i>	0,65	0,81	0,94
<i>LREE</i>	-0,21	0,08	-0,22
<b>Zrn-порф</b>	<i>Hf</i>	<i>Th</i>	<i>U</i>
<i>Dy</i>	<b>0,21</b>	<b>0,59</b>	<b>0,70</b>
<i>Er</i>	0,30	0,67	0,83
<i>Yb</i>	0,53	0,85	0,94
<i>LREE</i>	<b>0,86</b>	<b>0,96</b>	<b>0,88</b>
<b>Zrn-Znw</b>	<i>Hf</i>	<i>Th</i>	<i>U</i>
<i>Dy</i>	<b>0,18</b>	<b>0,57</b>	<b>0,65</b>
<i>Er</i>	0,26	0,66	0,86
<i>Yb</i>	0,48	0,51	0,83
<i>LREE</i>	0,39	0,04	-0,10

А именно, наиболее очевидны сильные отрицательные корреляционные связи интенсивности CL Zrn-Bt и Zrn-Znw с тяжелыми редкими землями, и, столь же сильные отрицательные корреляции CL – LREE в Zrn-порф (табл. 2). Данная зависимость наглядно представлена на профильных графиках в координатах: содержание элемента в точке опробования – номер точки. Графики (для Zrn-Bt и Zrn-порф) проиллюстрирова-

ны изображениями циркона с указанными точками опробования для визуальной оценки яркости CL-изображения (рис. 1).

Таблица 2

Наиболее значимые коэффициенты корреляции элементов-примесей и интенсивности КЛ для цирконов из биотитового гранита (Zrn-Bt), гранит-порфира(Гр-прф) и циннвальдитового гранита (Гр-Znw)

	<i>CL Zrn-Bt</i>	<i>CL Zrn-порф</i>	<i>CL Zrn-Znw</i>
<b>Ce</b>	0,15	<b>-0,64</b>	-0,16
<b>Pr</b>	0,35	<b>-0,64</b>	-0,16
<b>Nd</b>	0,33	<b>-0,68</b>	-0,17
<b>Sm</b>	0,05	<b>-0,65</b>	-0,27
<b>Gd</b>	<b>-0,48</b>	<b>-0,66</b>	<b>-0,34</b>
Dy	<b>-0,74</b>	-0,54	<b>-0,51</b>
<b>Er</b>	<b>-0,81</b>	-0,56	<b>-0,61</b>
<b>Yb</b>	<b>-0,85</b>	-0,58	<b>-0,64</b>
<b>Lu</b>	<b>-0,84</b>	-0,53	<b>-0,66</b>
<b>Li</b>	0,09	-0,52	<b>-0,37</b>
<b>P</b>	<b>-0,73</b>	-0,57	<b>-0,55</b>
<b>Ti</b>	-0,02	<b>-0,36</b>	-0,01
<b>Sr</b>	<b>-0,74</b>	<b>-0,69</b>	<b>-0,41</b>
<b>Y</b>	<b>-0,82</b>	-0,55	<b>-0,51</b>
<b>Nb</b>	<b>-0,87</b>	-0,61	-0,21
<b>Cs</b>	<b>-0,75</b>	-0,52	-0,18
<b>Hf</b>	<b>-0,47</b>	-0,26	<b>-0,49</b>
<b>Th</b>	<b>-0,52</b>	-0,56	<b>-0,35</b>
<b>U</b>	<b>-0,81</b>	-0,54	<b>-0,61</b>
<b>F</b>	0,31	<b>-0,63</b>	-0,28
<b><math>\Sigma REE</math></b>	-0,83	-0,60	<b>-0,68</b>
<b><math>\Sigma LREE</math></b>	0,23	<b>-0,65</b>	-0,17
<b><math>\Sigma HREE</math></b>	<b>-0,83</b>	-0,58	<b>-0,64</b>

Стоит также отметить наличие отрицательной связи между концентрацией Ti и интенсивностью CL для Zrn-порф и практически полное отсутствие таковых корреляций для Zrn-Bt и Zrn-Znw (табл.2). Подобное поведение Ti в Zrn-порф находит отражение и в проседании эволюционного температурного тренда, полученного с помощью Ti-цирконовой термометрии в области Zrn-порф (рис. 2) [1].

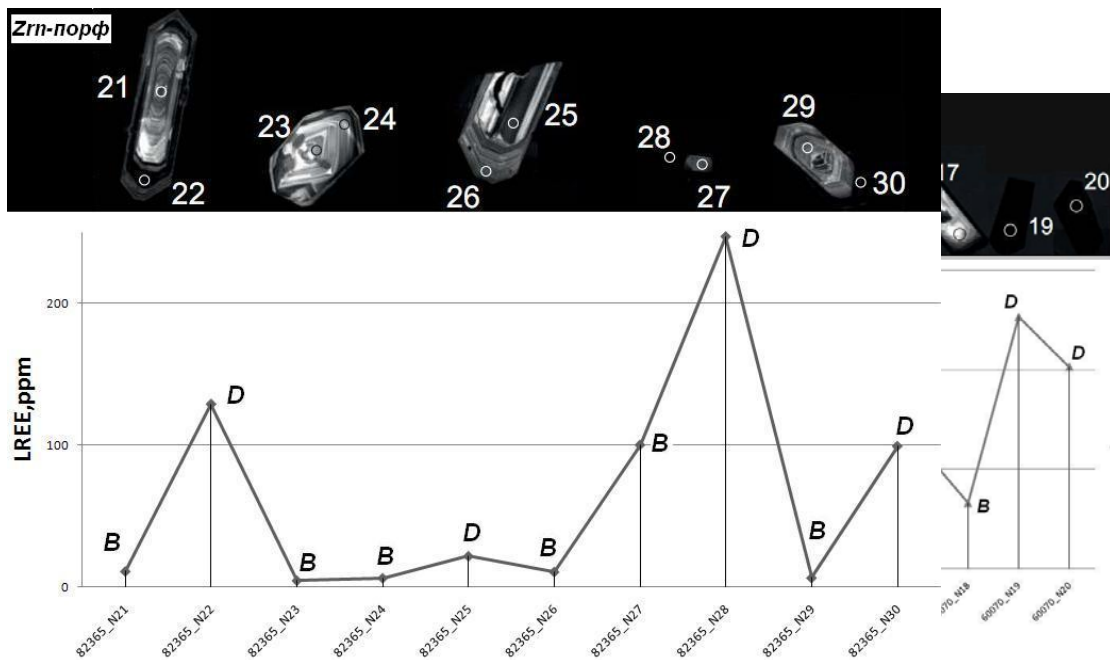


Рис. 1. Профили содержаний HREE в Zrn-Bt и LREE в Zrn-порф по точкам опробования и изображения опробуемых цирконов; условные обозначения уровня яркости CL – B-bright (яркий), D-dark (темный).



Рис. 2. Эволюция температуры кристаллизации циркона в гранитах Верхнеурмийского массива, рассчитанных с помощью модели «Ti-in-Zircon» в центральных и краевых частях кристаллов.

1 – биотитовый гранит главной фазы, 2 – микрогранит дополнительной фазы, 3 – циннвальдитовый гранит. На катодолюминесцентных изображениях цирконов показаны точки зондирования.

**Совокупность вышеизложенных фактов, позволяет выдвинуть предположение о едином механизме, регулирующем концентрации Ti и интенсивность CL в магматических цирконах, обогащенных примесными элементами.** Теоретически, существует несколько механизмов, ответственных за межэлементные корреляции и их связь с CL-зональностью: (1) равновесное фракционирование элементов при равномерном росте температуры и соответствующем изменении концентрации в питающей среде; (2) эпизодическое обогащение примесями граничного слоя кристалл/расплав, обу-

словленное диффузией компонентов; (3) неравновесное фракционирование элементов-примесей в системе кристалл-расплав при относительно высоких скоростях роста циркона.

Данный тезис требует дальнейших исследований, направленных на его теоретическое и фактическое подтверждение, однако, зафиксированный на данный момент контрастный характер поведения CL в различных типах циркона, является важной составляющей комплекса типоморфных признаков, разрабатываемого с целью проведения корректной оценки условий образования и поисков редкометальных гранитов в Приамурье.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-00868-а) и Минобрнауки РФ (государственный контракт № 14.740.11.0192).*

### **Литература**

1. Мачевариани М.М., Алексеев В.И., Типизация циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива // Материалы конференции «Федоровская сессия 2012». 2012. С.185-186;
2. Григорьев С.И. Особенности вещественного состава позднемезозойских гранитоидов Баджальского и Комсомольского рудных районов, их петрогенезис и связь с оруденением // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 103–115.
3. Кривовичев В.Г., Брусницин А.И., Зайцев А.Н. Абсолютный возраст и геохимические особенности гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье, Дальний Восток) // Геохимия. 1996. № 2. С. 106–111.
4. Cesbron, F., Blanc, P., Ohnenstetter, D., and Re´mond, G., 1995, Cathodo-luminescence of rare earth doped zircons. I. Their possible use as reference materials: Scanning Microscopy, Supplements, v. 9, p. 35-56.
5. Poller U., Huth J., Hoppe P., Williams I.S. REE, U, Th and Hf distribution in zircon from Western Carpathian Variscan granitoids: a combined cathodeluminescence and ion microprobe study// American Journal of Science, -2001, v. 301, p.p. 585-876;
6. Re´mond, G., Blanc, P., Cesbron, F., Ohnenstetter, D., and Rouer, O., 1995, Cathodoluminescence of rare 875 in zircon from Western Carpathian Variscan granitoidsearth doped zircons. II. The distribution of the doping elements and the contrasts of images: Scanning Microscopy Supplement, v. 9, p. 57-76 P.85

## О ПОСТРОЕНИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВУЛКАНА

Периг А.В.<sup>1</sup>, Голоденко Н.Н.<sup>2</sup>, Гаврильченко О.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ДГМА, г. Краматорск, Украина, E-mail: alexander.perig@dgma.donetsk.ua, olexander.perig@gmail.com,  
<sup>2</sup> ДонНАСА, г. Макеевка, Украина, E-mail: nik\_nik\_Gold@mail.ru

**В рамках постановки и численного интегрирования краевой задачи для уравнения переноса вихря в случае вязкого течения физической модели магмы через Т-образную равноканальную область предложена простейшая гидродинамическая модель вулкана. Построены расчетные эпюры для линий тока, функций тока и вихря, поля скоростей, давления и касательных напряжений в Т-образной равноканальной области вулкана.**

## ON THE DERIVATION OF A HYDRODYNAMIC VOLCANO MODEL

Perig A.V.<sup>1</sup>, Golodenko N.N.<sup>2</sup>, Gavrilchenko O.A.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> DSEA, Kramatorsk, Ukraine, E-mail: alexander.perig@dgma.donetsk.ua, olexander.perig@gmail.com,  
<sup>2</sup> DonNACEA, Makeyevka, Ukraine, E-mail: nik\_nik\_Gold@mail.ru

**This article is focused on the introduction of simplest hydrodynamic volcano model based on the formulation and numerical integration of boundary value problem for curl transfer equation in the case of viscous flow for physical magma model through T-form equal channel region. The computational fields of flow lines, flow function, curl, flow field and tangential pressures within T-shaped angular volcano zone have been derived.**

Построим простейшую гидродинамическую модель извержения магмы через кратер  $Dd$  вулкана  $CDcd$  (рис. 1-3), пригодную как для применения в учебном процессе, так и для оценки динамики вязкого течения физической модели магмы в первом приближении. Пусть физическая модель магмы втекает слева через входную поверхность  $Aa$ , причем левая верхняя зона  $ACD$  на рис. 1а и правая верхняя зона  $Bcd$  на рис. 1а являются моделями земной коры,  $CDcd$  – кратер вулкана,  $ab$  – подвижная стенка рассматриваемой  $T$ -экструзионной гидродинамической модели вулкана является движущейся относительно земной коры моделью литосферной плиты. При этом подвижная стенка  $ab$  задает дополнительное переносное движение в механической системе недеформируемый жесткий кратер – вязкая магма (рис. 1-3).

Для формулировки краевой задачи на рис. 1-3 воспользуемся уравнениями Навье-Стокса в форме безразмерного уравнения переноса вихря (УПВ):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{Re} \left( \frac{\partial(u\zeta)}{\partial x} + \frac{\partial(v\zeta)}{\partial y} \right) + \left( \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right); \quad \zeta = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x}, \quad (1)$$

где  $\zeta$  – функция вихря (рис. 2а);  $t$  – безразмерное время;  $u$  (рис. 2б),  $v$  (рис. 2в) – безразмерные составляющие скорости  $w$  (рис. 2г) вязкого потока вдоль осей  $x$  и  $y$ ;  $w = (u^2 + v^2)^{0.5}$  – модуль полной скорости вязкого потока физической модели магмы (рис. 2г);  $x, y$  – безразмерные декартовы координаты;  $\mathbf{Re}$  – число Рейнольдса.

Начальные условия  $u^0_{i,j}=0$ ;  $v^0_{i,j}=0$ ;  $\zeta^0_{i,j}=0$ ;  $\psi^0_{i,j}=0$  не имеют существенного значения, поскольку ищется стационарное решение краевой задачи для УПВ (1). Граничные условия для стенок кратера запишем как условия для полного прилипания физической модели магмы к жестким стенкам рассматриваемой Т-зоны кратера (рис. 1-3). На рис. 1а представлены расчетные линии тока с соответствующими изохронами для рассматриваемой физической модели вулкана в случае стенки  $ab$ , движущейся в направлении потока со скоростью, вдвое большей характерной скорости потока.

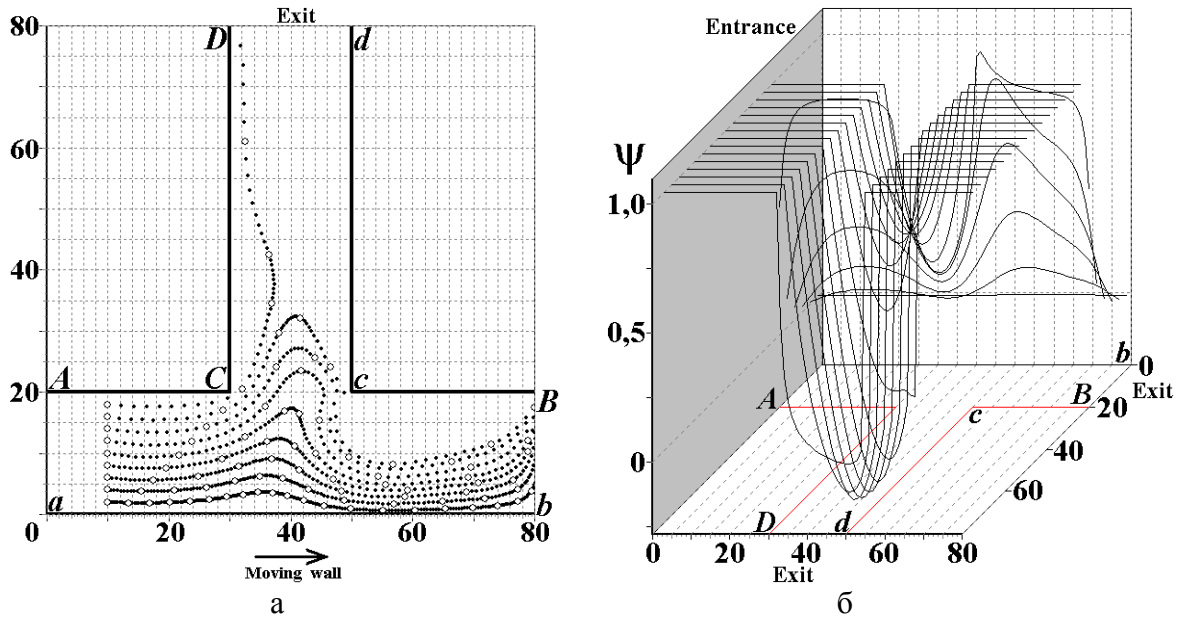
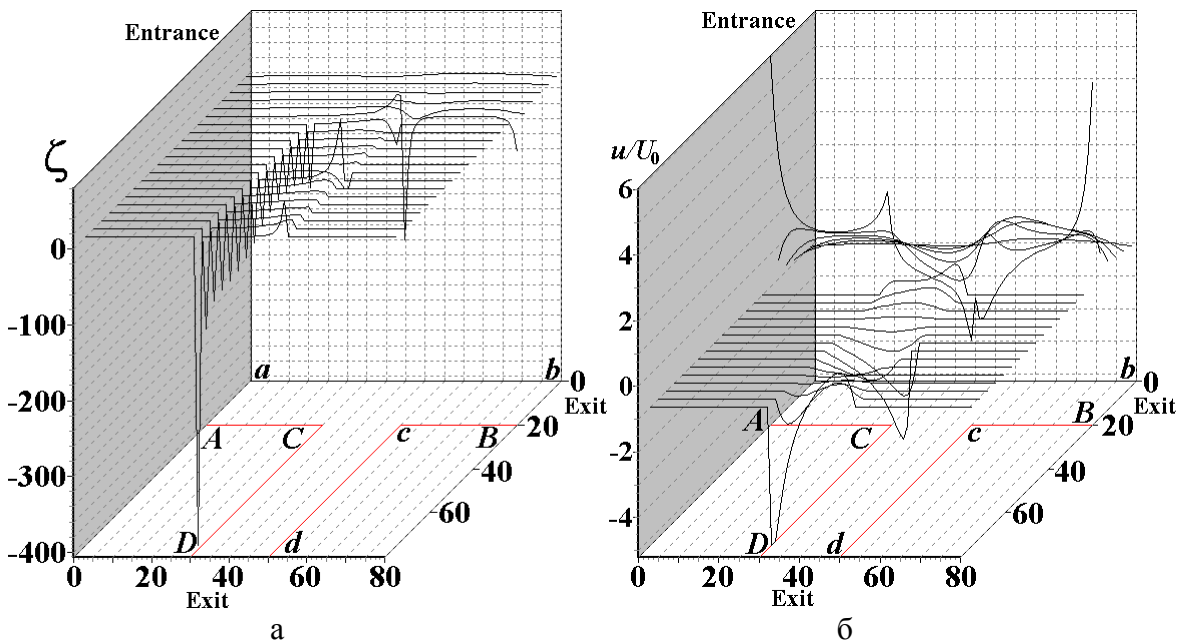


Рис. 1. Расчетные линии тока (а) и функция тока  $\psi$  (б) для истечения вязкой модели магмы, где вход  $aA$  – слева, выход  $dD$  – вверх (а), и к нам (б), выход  $bB$  – вправо, переносное движение стенки  $ab$  – вправо



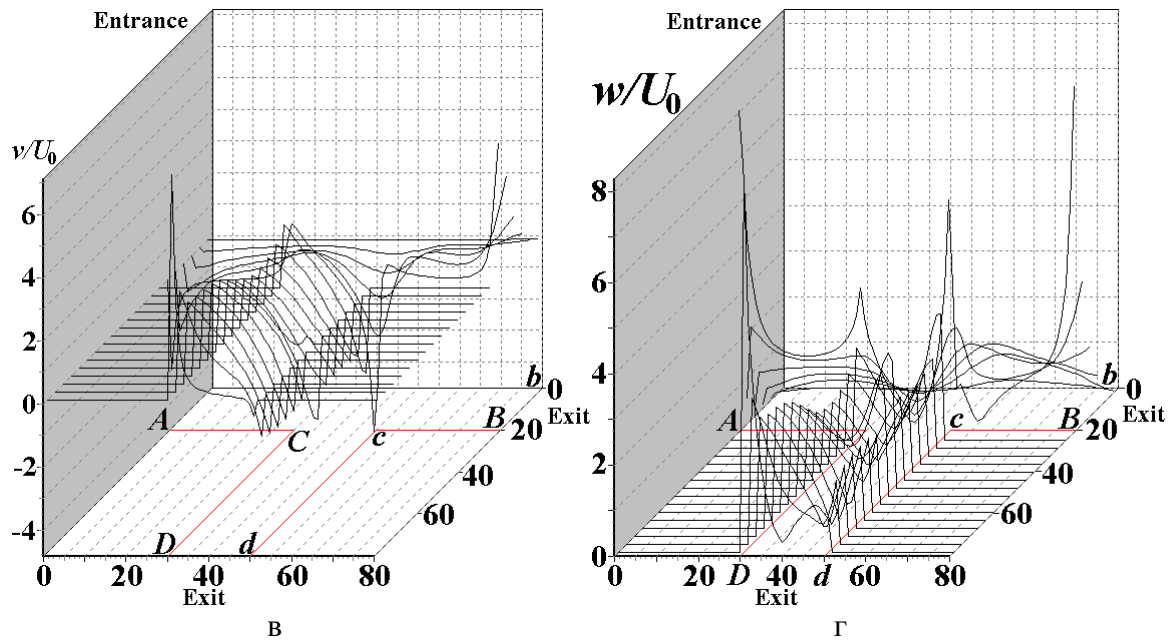


Рис. 2. Расчетные пространственные поля для безразмерных функций вихря (а), горизонтальной  $u/U_0$  (б) и вертикальной  $v/U_0$  (в) составляющих скорости, а также для безразмерного модуля скорости вязкого потока  $w/U_0$  (г) для истечения вязкой модели магмы, где вход  $aA$  – слева, выход  $dD$  – к нам, выход  $bB$  – вправо, переносное движение подвижной стенки  $ab$  закрытого русла – вправо

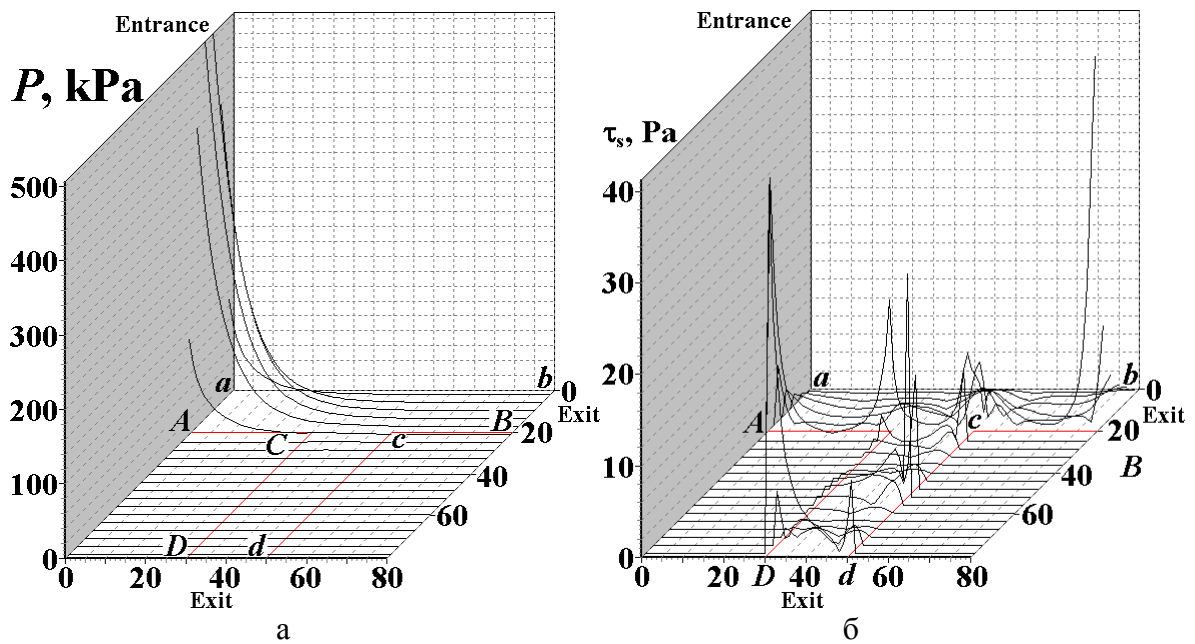


Рис. 3. Расчетные поля давления (а) и касательных напряжений (б) для истечения вязкой модели магмы, где вход  $aA$  – слева, выход  $dD$  – к нам, выход  $bB$  – вправо, переносное движение подвижной стенки  $ab$  закрытого русла – вправо

Характерная скорость вязкого потока физической модели магмы  $\tilde{U}_0 = 270 \mu\text{m/s}$ . Подвижная стенка  $ab$  движется в направлении вязкого потока со скоростью  $\tilde{U}_b = 2 \cdot \tilde{U}_0$ .

Ширина каждого канала  $Aa$ ,  $Bb$ ,  $Cc$  и  $Dd$  составляет  $40$  мм, метки времени расположены через  $100$  с. На рис. 1б изображена расчетная функция тока, соответствующая полю линий тока на рис. 1а. На рис. 2 приведены пространственные расчетные эпюры функции вихря (а), компонент скорости (б, в) и модуля (г) безразмерной скорости вязкого потока, причем представленные на рис. 2а – рис. 2в величины входят в УПВ (1). На рис. 3б приведена расчетная эпюра касательных напряжений, которая соответствует эпюре на рис. 2г.

Предложенная простейшая гидродинамическая модель вулкана позволяет существенно расширить феноменологические представления профильных специалистов и студентов-геологов о динамике формирования макроскопической ротации в объеме извергаемой из кратера физической модели магмы. Соответствующие пиковые значения на пространственных эпюрах на рис. 2г и рис. 3б соответствуют наличию значительных градиентов и существенной макроскопической ротации магмы в указанных зонах равноканальной Т-образной области жесткого кратера вулкана. Предложенная численная методика описания динамики вулканической активности на основании решения краевой задачи для УПВ (1) в Т-области с подвижным дном  $ab$  (рис. 1–3) является первым гидродинамическим приближением для количественного описания вулкана и в дальнейшем будет дополнена соответствующими дифференциальными уравнениями, учитывающими термодинамические особенности и наличие фазовых переходов при вязком течении магмы в кратере вулкана.



## ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКИЕ МЕЛАНОКРАТОВЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В СТРУКТУРЕ ФУНДАМЕНТА ЖЕЛЬТАВСКОГО БЛОКА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

*Скобленко А.В.<sup>1</sup>, Третьяков А.А.<sup>1</sup>, Ковальчук Е.В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ГИН РАН, г. Москва, Россия, E-mail: *skoblenkoa@mail.ru, and8486@yandex.ru*,

<sup>2</sup>ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия, E-mail: *geofishko@gmail.com*

В пределах юго-восточной части Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) отмечаются проявления высокобарического метаморфизма, что выражается в присутствии эклогитов и гранатовых клинопироксенитов. Данные породы входят в состав анрахайского комплекса, представляющего собой фрагмент фундамента Жельтавского докембрийского массива. Вмещающими породами для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов являются гнейсы, содержащие реликтовые ассоциации  $Ky + Or + Grt$  гранулитовой фации. Проведенные исследования позволили установить степень проявления высокобарического метаморфизма в пределах комплекса, выявить принципиальные различия между эклогитами и гранатовыми клинопироксенитами, а кроме того сделать выводы о протолитах пород.

## LATE CAMBRIAN-EARLY ORDOVICIAN MELANOCRATIC METAMORPHIC ROCKS WITHIN THE BASEMENT STRUCTURE OF ZHELTAVSKY BLOCK (SOUTHERN KAZAKHSTAN): THE MAIN FEATURES OF COMPOSITION AND FORMATION CONDITIONS

*Skoblenko A.V.<sup>1</sup>, Tretyakov A.A.<sup>1</sup>, Kovalchuk E.V.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>GIN RAS, Moscow, Russia, E-mail: *skoblenkoa@mail.ru, and8486@yandex.ru*,

<sup>2</sup>IGEM RAS, Moscow, Russia, E-mail: *geofishko@gmail.com*

Within the SE part of Chu-Ili Mountains (Southern Kazakhstan) some occurrences of HP metamorphism is appeared; it is expressed in the presence of eclogites and garnet clinopyroxenites. These rocks are comprised the Anrakhai complex, representing the part of Zheltavsky Precambrian massif basement. The country-rocks for eclogites and garnet clinopyroxenites are gneisses, containing the relict assemblages  $Ky + Or + Grt$  of granulite facies. The investigations allowed to recognize the extent of HP metamorphism occurrence within the complex, emphasize the principal distinctions between eclogites and garnet clinopyroxenites as well as to draw conclusions about the rocks protolith.

Одна из крупных структур юго-восточной части Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) представлена Жельтавским докембрийским сиалическим массивом, в строении фундамента которого участвуют различные метаморфические образования [1]; среди них наибольший интерес представляют породы, сформированные в условиях повышенных температур и давлений. Породы подобного типа, объединенные в анрахайский метаморфический комплекс, образуют узкую тектоническую зону, вытянутую на 100 км в северо-западном направлении. С северо-востока породы метаморфического комплекса ограничены кембрийскими офиолитами Джалаир-Найманской зоны, отдельные фрагменты которой в пределах изучаемой площади представлены габброидами и пироксенитами [3]. При этом породы анрахайского комплекса, а кроме того офиолиты

Джалаир-Найманской зоны с несогласием перекрываются терригенными и терригенно-карбонатными комплексами раннеордовикского возраста [1].

Преобладающими породами в строении анрахайского комплекса являются диафторированные гранат-биотитовые парагнейсы (Grt + Bt + An<sub>20</sub>), содержащие будинированные тела амфиболитов (Hbl + An<sub>30-40</sub> + Qtz ± Grt), тальцитов (Tlc) и тальк-антофиллитовых сланцев (Tlc + Ath).

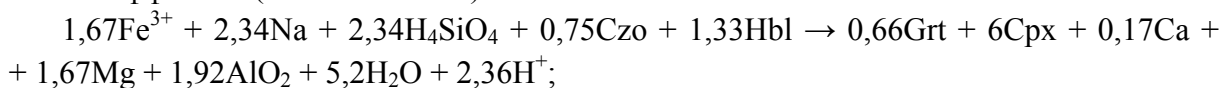
Меньшие площади занимают выходы пород гранулит-гнейсового комплекса, в строении которого участвуют бластомилониты по кислым гранулитам (An<sub>10</sub> + Qtz + Ksp + Ms + Grt + Ky + Or (мезопертитовый) + Bt ± Tur), содержащие инъекционные тела ортогнейсов гранодиоритового состава (Qtz-Pl агрегат с подчиненным количеством Ksp). Гранулиты вмещают меланократовые будинированные тела [4], часто с характерной полосчатой текстурой, обусловленной ритмичным чередованием двух разновидностей гранатовых гипербазитов.

К первой группе относятся породы, по химическому составу (SiO<sub>2</sub> = 41-43 мас.%; ΣNa<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 0,6-1,7 мас. %) соответствующие пикритам, с устойчивой минеральной ассоциацией Grt (Prp<sub>28</sub> Alm<sub>47</sub>) + Crx (Di<sub>61</sub>), отвечающей гранатовым пироксенитам.

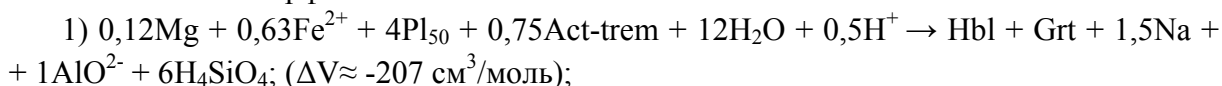
Ко второй группе относятся породы, по химическому составу (SiO<sub>2</sub> = 43-45 мас.%; ΣNa<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 1-2 мас. %) соответствующие пикробазальтам, устойчивая минеральная ассоциация которых (Grt (Alm<sub>54</sub>) + Crx (Jd<sub>31</sub>) + Qtz + Rt) отвечает эклогитам.

Петрохимические характеристики выделенных разновидностей позволяют отнести их к ультраосновным эклогитам типа В, в соответствии с классификацией Coleman [6].

Гранат эклогитов обладает нормальной ростовой зональностью [10], что выражается в увеличении пироповой составляющей от ядра к периферии и в уменьшении андрадитовой и спессартиновой компонент в этом же направлении. Реликтовые микровключения, расположенные внутри гранатов, распределены согласно с химической зональностью и представляют собой минеральные включения ранних прогрессивных стадий метаморфизма: Fe<sup>3+</sup>-Mn ядро содержит включения Pl<sub>50</sub> + Ep + Act-Tr (ассоциация фации зеленых сланцев); Fe<sup>2+</sup>-Ca промежуточная зона – включения Czo и Hbl (минеральная ассоциация амфиболитовой фации); существенно магниальная периферия содержит редкие включения Rt, Qtz ± Crx (ассоциация эклогитов). Данная закономерность позволяет сделать выводы о возможном протолите для эклогитов, отражающие переходы от более низкотемпературных и низкобарических фаций к более высокобарическим. Переход от ассоциации гранатовых амфиболитов к эклогитам может быть представлен в виде сбалансированной по зарядам щелочной реакции, идущей с нейтральным объемным эффектом (ΔV ≈ 0 см<sup>3</sup>/моль):



Переход от минеральной ассоциации фации зеленых сланцев к ассоциации амфиболитовой фации описывается с помощью двух слабощелочных реакций, также сбалансированных по зарядам. При этом реакции протекают с отрицательным объемным эффектом, то есть на фоне повышения литостатического давления, и характеризуют прогрессивный этап метаморфизма:



2)  $0,66\text{Ca} + 0,5\text{Fe}^{3+} + 0,5\text{Mn} + 2\text{Pl}_{50} + \text{Ep} + 4,05\text{H}_2\text{O} \rightarrow 0,83\text{Clz} + \text{Grt} + 2,5\text{H}_3\text{SiO}_4 + 0,5\text{Al} + 1\text{Na} + 0,74\text{H}^+$ ; ( $\Delta V \approx -99 \text{ см}^3/\text{моль}$ ).

Наличие в ядерной части граната эклогитов включений  $\text{Pl}_{50}$ , вероятно, отражает его высокое содержание в дометаморфическом протолите, представленном интрузивной породой основного состава – габброиде.

Проведенные геотермобарометрические исследования пика метаморфизма эклогитов с использованием Grt-Crx геотермометра [9] и геобарометра [7] показали значения  $T = 780^\circ\text{C}$  и  $P = 17,5$  кбар, характеризующие условия эклогитовой фации [10].

Ретроградные изменения эклогитов можно охарактеризовать в несколько этапов. Наиболее ранние приводят к замещению Crx омфацитового состава ( $\text{Jd}_{31}$ ) симплектитовым срастанием Crx ( $\text{Di}_{59}$ ) и кислого плагиоклаза ( $\text{An}_{11}$ ). Параметры формирования данной ассоциации ( $T = 765^\circ\text{C}$ ;  $P = 13,5$  кбар) соответствуют условиям гранулитовой фации [9, 7, 2].

Дальнейшее понижение температуры и давления проявляется в образовании двух парагенетических ассоциаций. Одна из них, а именно паргасит ( $\text{Akt}_{47} \text{Хал}_{39} \text{Кум}_9 \text{Дж}_5$ ) и олигоклаз ( $\text{An}_{27}$ ), замещает краевую зону граната ( $\text{Prp}_{18} \text{Alm}_{54}$ ); другая – клиноцоизит и эденит ( $\text{Akt}_{60} \text{Хал}_{29} \text{Дж}_{10,5} \text{Кум}_{0,5}$ ), формируется за счет пироксен-плагиоклазовых симплектитов. Данные ассоциации отвечают амфиболитовой фации метаморфизма [2].

Более поздние регрессивные изменения приводят к замещению амфибол-плагиоклазового парагенезиса ассоциацией актинолита, эпидота и основного плагиоклаза ( $\text{An}_{54}$ ). Для подобной ассоциации P-T параметры метаморфизма отвечают эпидот-амфиболитовой фации [2].

Оцененные параметры температуры пика метаморфизма для гранатовых клинопироксенитов имеют значения  $T = 778^\circ\text{C}$ , что соответствует условиям эклогитовой фации [10]. Давление же принимается равным  $P = 17,5$  кбар, согласно установленному в эклогитах. Это обусловлено структурной сближенностью гранатовых клинопироксенитов и эклогитов, выраженной в их ритмичном чередовании в пределах одного обнажения.

Микровключения в гранатах гранатовых клинопироксенитов по составу соответствуют моноклинному пироксену ( $\text{Di}_{60}$ ), что позволяет предполагать в качестве протолита для них бесплагиоклазовую породу ультраосновного состава-клинопироксенит.

Ретроградные изменения гранатовых клинопироксенитов выражены в замещении Crx ( $\text{Di}_{61}$ ) эденитом ( $\text{Akt}_{50} \text{Черм}_{24} \text{Хал}_{22} \text{Глф}_4$ ).

Таким образом, имея сходные параметры формирования, изучаемые меланократовые метаморфические породы существенно отличаются по химическому и минеральному составу. Это указывает на различный состав их дометаморфических протолитов, представленных габброидами и клинопироксенитами.

При этом обращают на себя внимание геохимические характеристики эклогитов и гранатовых клинопироксенитов (повышенные  $\text{FeO} = 7,7\text{--}9$  мас.%,  $\text{TiO}_2 = 1,9\text{--}2,8$  мас.% и общее высокое содержание REE при обогащенности LREE относительно HREE ( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1,65\text{--}12,05$ ), являющиеся наиболее типичными для базальтов типа OIB и континентальных базальтов, чьи родоначальные расплавы были образованы при плавлении обогащенного источника [8]. Приведенные геохимические особенности пород с учетом ритмичности их чередования указывают на образование эклогитов и гранатовых клинопироксенитов по разным дометаморфическим протолитам, представлявшим собой, вероятно, фрагмент расслоенного базит-гипербазитового массива. В дополнение

следует отметить широкую распространенность расслоенных интрузивов в пределах юго-восточной части Чу-Илийских гор (Тымлайский массив), происхождение которых связывают с раннепалеозойским этапом рифтогенеза [5].

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-31108 и 12-05-366069.*

### **Литература**

1. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 С.
2. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Н. В. Соболев, В. В. Хлестов и др. (1970) Фации метаморфизма/ М.: Недра. Под редакцией В. С. Соболева. С. 433.
3. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е. и др., Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Жалаир-Найманской зоны Казахстана // Общие и региональные проблемы геотектоники и геодинамики. Материалы ХLI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 214-219.
4. Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Крёнер А., Алексеев А.В. Раннепалеозойские гранатовые ультрамафиты в Анрахайской сuture Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания. Вып.7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009.
5. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. P.805-820
6. Coleman R. G., Lee D. E. et al. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities // Geological society of America bulletin. May 1965, vol. 76, №5. P. 483-508.
7. Gasparik T. Experimentally determined compositions of diopside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200-1350°C and 15-34 kbar. Geochimica and Cosmochimica Acta. Vol.49. P.865-870.
8. O'Brien P.J., J.Rötzler. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. J.metamorphic Geol., 2003, 21, 3-20
9. Powell.R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. J.metamorphic Geol. 1985.V3.P.231-243
10. Spear Frank S. «Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths» Monograph. Mineralogical society of America. 1993, P.799.

## ЯЧЕЙКИ БЕНАРА В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ СТОЛБЧАТОЙ ОТДЕЛЬНОСТИ В БАЗАЛЬТАХ

*Трапезников Д.Е.*

ПГНИУ, г. Пермь, Россия, E-mail: *Danil13Geo@yandex.ru*

Столбчатая отдельность – уникальное текстурное образование в виде каменных колонн длиной до 10 м, преимущественно гексагонального сечения. Она характерна для горных пород основного состава (в частности для базальта). На происхождение столбчатой отдельности существует несколько точек зрения. Большинство исследователей связывают ее образование с действием контракционных сил в остывающей лаве. Контракционная гипотеза имеет ряд недостатков, она не может объяснить наличие дифференциации вещества внутри каждого «столба».

Предложена конвективно-контракционная модель, которая точнее отражает особенности протекания процесса формирования столбчатой отдельности. Подчеркивается, что в начальный этап образования отдельности основную роль играют конвективные течения вещества лавы.

## BENARD CELLS IN THE FORMATION OF COLUMNAR SEPARATELY

*Trapeznikov D.E.*

PSNRU, Perm, Russia, E-mail: *Danil13Geo@yandex.ru*

Columnar jointing is a unique texture formation in the form of stone columns up to 10 m, mostly hexagonal cross section. It is typical for rocks of basic composition (in particular for basalt). On the origin of columnar separately, there are several points of view. Most researchers associate them with the effect of education contraction al forces in the cooling lava. Contraction hypothesis has several disadvantages; it can not explain the differentiation of matter inside the each «pillar».

We propose a model of convection-contraction, which accurately reflects the characteristics of the process of formation of columnar separately. It is emphasized that at the initial stage of education alone is dominated by the convective flow of lava material.

Столбчатая отдельность – уникальное текстурное образование, характерное для вулканических пород основного состава (в частности, для базальтов). Одним из ярких примеров такого рода текстурных образований является «Дорога Гигантов» в Северной Ирландии, впервые открытая мировому сообществу XVII веке. С этого момента начались дискуссии вокруг возможных причин формирования каменных столбов. Хотя над этой проблемой ведутся исследования не одно столетие, тем не менее, вопрос так и не решен полностью. К тому же литература по данному вопросу крайне не многочисленна. Так или иначе, для объяснения происхождения столбчатой отдельности предложен ряд гипотез, важнейшие из которых кристаллизационная, кристаллизационно-контракционная, контракционная и конвекционная.

Контракционная теория, объясняющая образование столбчатой отдельности сжатием лавы в процессе ее остывания – контракции, получила признания большинства гео-

логов. Что касается остальных трех гипотез, то по мнению Сирина они представляют лишь исторический интерес [1].

Суть контракционной гипотезы можно описать следующим образом: *«... Закономерное расположение призматических столбов в лавовом потоке, их симметрия и постоянство диаметров указывают на равномерное распределение напряжений в лаве потока в момент образования трещин, которое, носит характер взрыва, т. е. происходит практически мгновенно.*

*Величина напряжения ( $\sigma$ ), возникающего в какой-либо точке потока в результате его остывания, определяется известной в теории сопротивления материалов формулой:  $\sigma = \alpha \cdot E(t_1 - t_2)$ , где  $\alpha$  – коэффициент линейного температурного расширения,  $E$  – модуль упругости. Поскольку  $\alpha$  и  $E$  для одного лавового потока постоянны, то необходимым условием равенства напряжений во всех точках остывающего лавового объема к моменту образования трещин является равенство разностей начальных и конечных температур ( $t_1 - t_2$ ), что возможно лишь в случае постепенной и равномерной теплоотдачи» [1].*

При более детальном рассмотрении контракционной теории можно заметить, что она имеет ряд недоработок, и вообще, слишком искусственна. Хотя эта теория признана большинством геологов, тем не менее, некоторые исследователи придерживаются иных взглядов, или хотя бы не пытаются отрицать факт наличия в пределах каждого столба признаков дифференциации вещества [2], что позволяет предполагать наличие явления конвекции в жидкой фазе во время остывания лавового вещества.

Рассмотрим подробнее конвекцию – явление переноса тепла в жидкостях или газах путем перемешивания самого вещества. Еще в 1947 году физик Н.С. Шишкин [3] детально исследовал возникновение конвективных движений в слое жидкости или газа при наличии неустойчивого состояния. Такое состояние возникает, например, в жидкости, равномерно подогреваемой снизу и охлаждаемой сверху испарением (при нормальной зависимости плотности от температуры). При случайных нарушениях равновесия более лёгкая жидкость, находящаяся внизу, стремится подняться вверх в виде отдельных струй, а более тяжёлая жидкость стремится опуститься с верхних уровней вниз. Если аномальное распределение плотности поддерживается в течение достаточного времени, то постепенно в жидкости создается упорядоченное конвективное движение. Жидкость приобретает ячеистую структуру. В каждой из ячеек имеется замкнутая циркуляция жидкости. Такие ячейки были названы ячейками Бенара, по имени французского учёного, зафиксировавшего их в 1900 г. в лабораторных условиях.

При наблюдении за поведением горизонтального тонкого слоя вязкой жидкости, заключенной между двумя плоскими параллельными пластинками и нагреваемой снизу, нагрев системы устанавливает в слое жидкости градиент температуры и плотности. Результаты эксперимента зависят от степени нагрева. Когда нет нагрева, жидкость находится в стационарном состоянии между двумя пластинами, имеющими равные температуры.

При слабом нагреве нижней пластины возникает возмущение, но оно быстро гаснет. Жидкость неподвижна в макроскопическом масштабе, скорость направленного движения равна нулю. Энергия рассеивается за счет теплопроводности. Теплопроводность стремится выровнять температуру в системе, а вязкость препятствует направленному движению. Оба явления приводят к преобразованию получаемой извне энергии в

неупорядоченную энергию хаотического движения, а, значит, к росту энтропии в системе.

При более сильном нагреве между нижней и верхней поверхностью жидкости возникает разность (или градиент) температур  $dT=T_1-T_2$ , причем нижняя пластина нагрета больше ( $T_1>T_2$ ). В жидкости возникают малые конвективные течения – флуктуации. Конвекция вызывает коллективное движение жидкости, которое реализуется за счет работы сил, вызывающих всплывание более теплых масс жидкости. На элемент объема жидкости действуют сила тяжести  $T_t$ , сила Архимеда  $T_a$ , силы вязкого трения  $T_{тр}$ . Конвекция возникает под действием архимедовых сил в поле силы тяжести при наличии неоднородностей в плотности жидкости. Разность температур порождает разность плотностей жидкости. Нижний "легкий" (теплая жидкость с меньшей плотностью) и верхний "тяжелый" слои (холодная жидкость с большей плотностью) стремятся поменяться местами: более теплые слои поднимаются вверх, более холодные опускаются вниз. В жидкости возникают восходящие и нисходящие потоки, струи, закручивающие капли жидкости.

При определенном градиенте температур вся жидкая среда разбивается на правильные шестигранные ячейки, в центре каждой из которых одна порция жидкости движется вверх, другая по краям – вниз. Рост градиента температуры предопределяет победу конвекции, и в системе порядок побеждает хаос. В зависимости от условий опыта структура может быть как цилиндрическая, так и призматическая.

Излившаяся базальтовая лава, насыщенная летучими компонентами, имеет температуру в  $1000^{\circ}$ – $1200^{\circ}$ . Остывает лава довольно длительное время, так как установлено, что при температуре  $600^{\circ}$  она все еще остается жидкой. По расчетам А.Н. Сирина [1], суточное понижение температуры в лавовом покрове составляет около  $2^{\circ}\text{C}$ . Подстилающая покров поверхность представлена горными породами, обладающими низкой теплопроводностью, верхняя поверхность контактирует с воздушной или водной средой, имеющими гораздо более высокую теплопроводность. Это приводит к тому, что температурный градиент ориентируется вертикально вверх. Создаются необходимые условия для возникновения конвективного движения в данном слое, и вполне вероятно, что через какое-то время, а его вполне достаточно, начнут возникать ячейки Бенара, форма которых станет «затравкой» для формирования каменных колонн. Такое развитие событий подтверждается наблюдениями за излившимся лавовым покровом вулкана Килауэа [4].

Изложенный выше материал позволил автору предложить новую «конвективно-контракционную» модель образования столбчатой отдельности, процесс формирования которой, можно разделить на шесть стадий.

*Стадия 1* – образование покрова. На данной стадии происходит извержение вулкана и образование стационарного (неподвижного) лавового озера (покрова), поверхность которого мгновенно покрывается тонкой коркой застывшей лавы. Со времени образования покрова начинается временной и температурный отсчет. Температура лавы составляет около  $1200^{\circ}\text{C}$ .

*Стадия 2* – стадия флуктуации (самоорганизации, вихрей). В стационарном лавовом покрове начинается медленное охлаждение. Разность температур на верхней и нижней границах приводит к разности плотностей лавы в покрове. В веществе самопроизвольно при его неравномерном охлаждении в поле тяготения появляется конку-

рирующий механизм рассеяния энергии – конвекция. Более теплые нижние слои становятся легче и всплывают, а верхние слои, наоборот, остывают, становятся тяжелее и опускаются вниз. При некоторых условиях перемешивание вещества самоорганизуется, возникает структура отдельных вихрей – флуктуаций.

*Стадия 3* – заложение конвекции. В лавовом веществе возникают малые конвективные течения. Эти течения пока разрознены, на поверхности покрова образуются крупные полигоны неправильной формы с сечением в десятки метров. Очертания полигонов обнаруживаются по трещинам в образовавшейся корке застывшей лавы. После излияния прошло несколько минут, температура лавы понизилась до 1000–900 °С.

*Стадия 4* – собственно конвекция. В слое лавы конвективные течения приобретают все более упорядоченную структуру. Крупные полигоны, образовавшиеся на предыдущих стадиях, разбиваются на полигоны более правильной формы с сечением 4–5 м. На поверхности возникает всхолмленный рельеф из-за выделяющихся газов, находящихся между жидкой и застывшей лавой. Прошли первые часы после излияния. Температура опускается, вероятно, до 900–800 °С.

*Стадия 5* – стадия ячеек Бенара. На этой стадии конвективные течения образуют ячейки Бенара, преимущественно гексагональной формы, с сечением в десятки сантиметров, редко – до метра. На поверхности лавового покрова закладываются более мелкие полигоны. Температура постепенно понижается от 800 до 600 °С, после излияния проходят месяцы.

*Стадия 6* – контракционная. Вступают в действие контракционные силы. При постепенном охлаждении условия всё приближаются к прекращению текучести. На участках понижений микрорельефа создаются благоприятные условия для возникновения трещин. Это места лобового столкновения горизонтальных конвекционных потоков, которые являются наиболее остывшими, и как следствие, имеют наименьший объем. Именно здесь закладываются микротрещины, которые при последующем остывании лавового вещества, его сжатии и растрескивании (контракции), будут разрастаться на глубину, тем самым повторяя очертания ячеек Бенара и придавая горной породе столь необычную форму столбов. При полном остывании горная порода заметно сжимается, в результате чего расстояния между соседними столбами, достигают нескольких сантиметров.

Сечения столбов, как правило, имеют гексагональную форму, но из-за влияния различных факторов внешней среды количество сторон в многогранниках может колебаться от 3 до 9. Высота столбов равна мощности материнского лавового покрова, обычно составляет несколько метров, изредка превышая 10 м.

Итак, столбчатая отдельность формируется в определенных условиях: 1) при обогащении лавы преимущественно водным флюидом, способствующим понижению точки кристаллизации; 2) в лаве с низкой вязкостью и, следовательно, обладающей высокой подвижностью; 3) при излиянии лавы в аэральных условиях, способствующих относительно медленному ее остыванию. В процессе формирования столбчатой отдельности принимают участие два явления: на начальном этапе – конвекция, на заключительном – контракция. Исходя из этого, новая схема формирования столбчатой отдельности в вулканических породах названа «конвективно-контракционной моделью».



## Литература

1. Сири́н А.Н. Разновидности столбчатой отдельности в лавовом потоке и условия ее образования. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. М., 1962. Вып. 21. С. 50–56.
2. Хилс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Изд-во Недр, 1967. 433 с.
3. Шишкин Н.С. Образование ячеистых структур в слоях жидкости или газа. Успехи физических наук, 1947. Вып. 4. С. 461-490.
4. Peck D.L., Minakami J. The formation of columnar Joints in the upper of Kilauean lava lakes, Hawaii // Bull/ Geol. Soc. Amer. 1968. V. 79, N 9. P. 1151.

## ВУЛКАНОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

*Хотылев А.О.*

МГУ, г. Москва, Россия, E-mail: *akhotylev@gmail.com*

**В работе были подробно охарактеризованы и датированы горизонты вулканогенных отложений позднего альба, среднего сеномана и среднего кампана Юго-Западного Крыма. Показано, что для вулканокластических пород источником материала являлся островодужный вулканизм известково-щелочного типа. Доказано, что бентонитовые глины сформировались при подводном выветривании пеплового материала.**

## THE VOLCANIC MATERIAL OF THE SOUTH-WESTERN CRIMEA CRETACEOUS DEPOSITS

*Khotylev A.O.*

MSU, Moscow, Russia, E-mail: *akhotylev@gmail.com*

**The horizons of volcanic deposits of late Albian, middle Cenomanian and middle Campanian were described in detail and dated in South-Western Crimea. It was demonstrated that volcanic island arc of calc-alkalic type provided volcanoclastic rocks with material. It was proved that bentonite clays has been formed by submarine weathering of the ash stuff.**

В Юго-Западном Крыму были подробно охарактеризованы и датированы горизонты вулканогенных отложений позднего альба, среднего сеномана и среднего кампана. Показано, что для вулканокластических пород источником материала являлся островодужный вулканизм известково-щелочного типа. Доказано, что бентонитовые глины сформировались при подводном выветривании пеплового материала.

Целью данной работы является изучение вулканогенного материала в отложениях нижнего и верхнего мела, представленных туфами, туфогенными песчаниками и глинами, выходящих на территории Крымской научно-учебной базы Геологического факультета МГУ и в г. Балаклава. Этот вопрос уже изучался в исследованиях прошлых лет, однако работы, в которой были бы воедино собраны сведения обо всех вулканических меловых породах этой территории, по-видимому, еще нет. Задачи работы: (1) Описать обнажения исследуемых толщ и отобрать образцы. (2) Составить петрографическую и геохимическую характеристику пород и установить тип и обстановку их вулканизма. (3) Доказать вулканогенную природу глин. (4) Датировать по микрофауне отложения.

В ходе работы были описаны обнажения туфогенно-осадочных толщ Балаклавы верхнего альба (Кадыковский карьер и врезка железной дороги), толща туфогенных песчаников высокобугорской свиты терминального альба [2] и бентонитовых глин верхнего сеномана на г. Сель-Бухра, бентонитовые глины кудринской свиты кампана в районе с. Кудрино (Бахчисарайский район).

В разрезах *северо-восточного борта Кадыковского карьера* альбские вулканогенные песчаники вместе с нижележащими отложениями обломочных потоков (фрагменты юрских известняков в песчано-глинистом матриксе с линзами алевролитов) того же возраста с несогласием залегают на массивных известняках титона верхней юры.

Песчаники на 75–80% представлены средне-крупнозернистыми песчаными обломками и на 20–25% карбонатно-глинистой массой. Обломочная часть представлена зернами плагиоклазов (60–65%) по составу отвечающими  $An_{58-59}$ , роговой обманки (5–7%) и фрагментами эффузивных пород (25–27%). Последние представлены округлыми, хорошо окатанными андезитовыми порфиритами и пепловыми туфами того же состава размером 0,7–0,8 мм с полностью хлоритизированным стеклом. Примечательно, что в этих же разрезах были обнаружены туфы лито-кластические андезитовые, по составу обломочной части аналогичные вышеописанным, однако с практически не окатанными обломками андезитов, менее измененным стеклом. Для многих кристаллов плагиоклазов отмечено, что они разбиты на фрагменты трещинами с хлоритом, но при этом остаются единым целым.

Вероятно, стоит считать, что формирование отложений происходило в морских условиях, однако не далеко от источника вулканического материала.

Что касается возраста, то данные толщи однозначно не датировались, но их принято считать верхнеальбскими.

Во врезке железной дороги в г. Балаклава наблюдается толща серовато-зеленоватых вулканокластических песчаников средне-крупнообломочных, грубо-слоистых, с примесью большого количества грубопесчаного и мелкогравийного материала, лапиллий и обломков эффузивов размером до 15 мм, видимой мощностью не менее 5 м.

Порода была определена как кристалло-литокластический мелко-средне-обломочный переотложенный туф андези-дацитового состава. Обломочная часть (70–75%) представлена обломками эффузивных пород (45%), фрагментами отдельных кристаллов плагиоклазов (30%)  $An_{58}$ , клинопироксена (7–10%), амфибола кирсутита хорошей сохранности (12%), магнетита (5%). Фрагменты эффузивов неправильной, вытянутой, реже изометричной, угловатой формы. Диаметр частиц до 5–7 мм, преобладает 0,5–2 мм. Представлены андезитовыми порфиритами с крупными вкрапленниками плагиоклазов и редкими зернами роговой обманки меньшего размера. В этих породах, так же как и в предыдущем случае были обнаружены не растащенные обломки плагиоклазов.

Неокатанность обломков и достаточно хорошая сохранность роговой обманки свидетельствует том, что осадок не перемывался после отложения.

Выше, с эрозионной границей, залегают мергели, в которых были обнаружены фораминиферы *Thalmaninella globotruncanoides* Sigal, *Hedbergella simplicissima* (Magne et Sigal), *Thalmaninella deecke* (Franke), *Thalmaninella appenninica* (Renz), отвечающие нижнему сеноману, что позволяет датировать туфы как верхнеальбские [3].

В разрезе *верхнего альба вдоль шоссе от Базы МГУ до Научного (Бахчисарайский район)* вдоль дороги обнажается пачка туфогенных песчаников верхнего альба. Песчаник буровато-зеленый кварц-глауконитовый с обильными включениями кварца мелкогравийной размерности. Мощность пачки не превышает 0,5 м.

Вулканокластический песчаник состоит из обломочной части (70–75% объема) и карбонатно-глинистого цемента (30–35% объема породы). Обломочная часть представлена фрагментами туфов и порфиритов (20%), зернами плагиоклаза (40–45%), роговой

обманки (7-10%), магнетита (5-7%), хлорита (5-7%), кварца (15-20%). Обломки эффузивных пород неправильных, угловатых, изометричных, вытянутых форм размером до 0,7-0,9 мм, представлены обломками андезитовых порфиритов с полностью девитрифицированным стеклом и фрагментами пепловых туфов того же состава, практически полностью измененных до хлорит-серицитового агрегата.

Угловатость и правильные формы обломков с одной стороны и сильное изменение роговой обманки до кальцита с другой, свидетельствуют об отложении вулканического материала в водных условиях с относительно спокойным гидродинамическим режимом и об отсутствии последующего переотложения осадка. Вероятно, туфовый материал транспортировался по воздуху и осаждался на дне мелкого моря.

Ранее данные отложения уверенно были датированы как позднеальбские [2].

На юго-восточном склоне г. Сель-Бухра (Бахчисарайский район) в разрезе сенома-на-турона в 40 м от основания, на пачке переслаивания светлых и темных мергелей наблюдается слой глин бентонитовых, красновато-бурых. При изучении их на электронном микроскопе LEO-450 были обнаружены реликты кристаллов плагиоклаза (рис. 1.) и роговой обманки, частично замещенные монтмориллонитом, что свидетельствует об их вулканогенной природе.

Форамениферы из вышележащих мергелей представлены *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), *Praeglobotruncana stephi* (Gandolfi), и отвечают среднему и позднему сеноману [3].

В заброшенном карьере на западной окраине села Кудрино в толще кампанских мергелей присутствует несколько прослоев глин бентонитовых, мылких, ярко-зеленого цвета, мощностью 0,2–0,4 м. Местное название глин – киловые глины. Электронная микроскопия (растровый электронный микроскоп LEO-450), как и в предыдущем случае, показала наличие большого количества остроугольных обломков вулканического стекла (рис. 2) сейчас полностью замещенного монтмориллонитом, что подтверждает выводы предшественников [4].

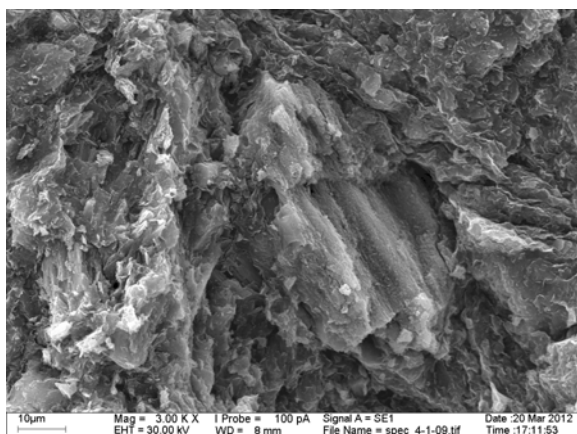


Рис. 1. Реликт плагиоклаза в бентонитовых глинах. Разрез на юго-восточном склоне г. Сель-Бухра. Электронный микроскоп LEO-450.

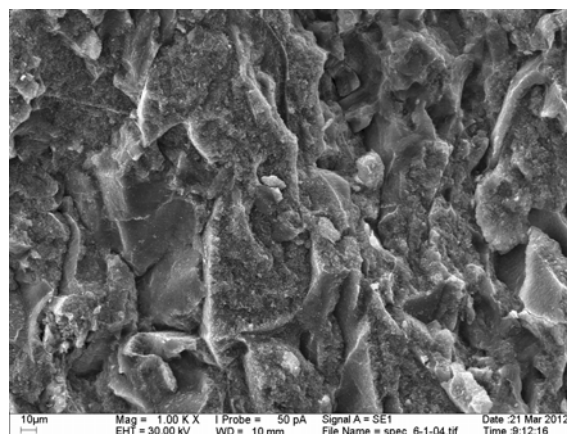


Рис. 2. Остроугольные частички вулканического стекла полностью замещенные монтмориллонитом. Разрез заброшенного карьера с. Кудрино. Электронный микроскоп LEO-450.

Из вышележащих мергелей были выделены фораминиферы *Gavelinella clementiana* (d'Orbigny), *Cibicoides voltzianus* d'Orbigny, *G. steelligera* (Marie), *Globotruncana arca* (Cushman) и прочие, отвечающие кампанскому возрасту [3].

Таким образом, можно уверенно утверждать, что данные глины также сформировались из вулканогенного материала в результате подводного выветривания, причем транспорт осуществлялся по воздуху, так как частички пепла сохранили свою форму.

Был проведен химический анализ всех образцов на петрогенные оксиды и редкоземельные элементы, по результатам которого можно сказать, что низкое содержание  $TiO_2 < 1\%$  и высокое  $Al_2O_3 > 17\%$  обнаруженное в образцах Балаклавских обнажений, является признаком известково-щелочных серий, характерных как раз для островодужных обстановок вулканизма. В тоже время, повышенное содержание  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  в туфах терминального альба г. Сель-Бухра, может рассматриваться как признак субщелочной серии вулканизма, что не позволяет относить туфы Балаклавы и г. Сель-Бухра к одному источнику. Это же подтверждается и распределением La и Th [5]: содержания в туфах г. Сель-Бухра расположены в области рифтогенных пород, а Балаклавы – в области орогенных андезитов. Но малое количество анализов не позволяет считать эти выводы достоверными.

Таким образом, можно сделать следующие выводы: (1) Туфы и туфогенные песчаники разрезов Балаклавы являются продуктом известково-щелочного вулканизма, характерного для островодужных условий (предположительно, массив Ломоносова). (2) Достаточно хорошая сохранность кристаллов, близкое расположение частей расколотых кристаллов и малая доля осадочного материала в туфогенных породах свидетельствуют о незначительной переработке материала после накопления в водной среде. (3) Многочисленные реликты плагиоклазов, амфиболов и псевдоморфоз по вулканическому стеклу в глинах среднего сеномана и среднего кампана являются достаточным подтверждением их вулканогенной природы. (4) Исходя из комплекса фораминифер, можно утверждать, что туфы из разреза во врезке железной дороги сформировались в позднем альбе, бентонитовый прослой юго-восточного склона г. Сель-Бухра отвечает среднему сеноману, а глины карьера в селе Кудрино – среднему кампану.

## Литература

1. Волков В.В., Кривцов В.Г. Пирокластический материал в нижнемеловых отложениях Бахчисарайского района Крыма // Региональная геология некоторых районов СССР. вып. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. С. 30-36
2. Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. О границе альба и сеномана в Юго-Западном Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 5. С. 52—64.
3. Копаевич Л. Ф. Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная биостратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанологические реконструкции. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук по специальности 25.00.03 – палеонтология и стратиграфия. – М.: 2011.
4. Лебединский В.И., Кириченко Л.П., Ладан А.Н. Новые данные о бентонитовых глинах Горного Крыма // Доклады АН СССР, 1974. Т. 218, №6. С. 1442-1445.
5. Складов Е.В и др. Интерпретация геохимических данных: учеб. пособие – М.: Интернет Инжиниринг, 2001.

## ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ: ИЗОТОПИЯ И ГЕОХИМИЯ

*Шохонова М.Н.*

ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия, E-mail: *k.mar29.01@mail.ru*

Дайковые рои, образованные малыми интрузиями основного состава, как правило, маркируют масштабные процессы растяжения, возраст которых может быть определен посредством изотопного датирования базитов, слагающих дайковые тела. Изотопные системы Nd показательны для оценки смешения магм, коровой контаминации и ряда других процессов. Принимая во внимание указанные выше обстоятельства, было проведено изучение габбро-диабазов чайского комплекса, образующих многочисленные дайки на площади Северного Прибайкалья. Наибольшим распространением дайки этой группы пользуются в северной части западного побережья оз. Байкал, где они прослеживаются в северо-восточном направлении на расстояние более чем 200 км в район среднего течения р. Чая. Sm-Nd возраст габбро-диабазов мыса Хибелен составляет  $1674 \pm 29$  млн лет, а U-Pb возраст по бадделенту габбро-диабазов среднего течения реки Чая –  $1752 \pm 3$  млн лет. По изотопно-геохимическим характеристикам можно предположить, что дайки габбро-диабазов мыса Хибелен были контаминированы в процессе подъема магмы, а источник габбро-диабазов среднего течения р. Чая изначально был обогащен коровым компонентом.

## LATER PALEOPROTEROZOIC MAGMATIC ROCKS OF THE NORTHERN BAIKAL: ISOTOPIY AND GEOCHEMISTRY

*Shokhonova M.N.*

IEC SB RAS, Irkutsk, Russia, E-mail: *k.mar29.01@mail.ru*

Swarm of dikes, formed small intrusions the basic composition, as a rule, marked scale processes extension, the age of which can be determined by isotope dating rocks of basic composition, composing body of dikes. Isotopic systems of Nd indicative for the assessment of mixing of the magma, a crustal contamination and a number of other processes. In view of indicated the above circumstances, the study was conducted gabbro-diabases of chayskiy complex, forming numerous dikes on the area of the Northern Baikal. The greatest spread of the dikes of this group are used in the Northern part of the Western coast of the lake Baikal, where they can be traced in the North-easterly direction at a distance of more than 200 km in the region of the middle stream of river the Chay. Sm-Nd age of gabbro-diabases hoe Khibelen is  $1674 \pm 29$  million years, and U-Pb age of brazilite of gabbro-diabases of the middle stream of river the Chay –  $1752 \pm 3$  million years. On isotope-geochemical characteristics it can be assumed that the dikes gabbro-diabases hoe Khibelen were contaminated in the process of magma ascent, and the source of gabbro- diabases of the middle stream of river the Chay was originally enriched with crustal component.

Дайковые рои, образованные малыми интрузиями основного состава, как правило, маркируют масштабные процессы растяжения, возраст которых может быть определен посредством изотопного датирования базитов, слагающих дайковые тела. Изотопные системы Nd показательны для оценки смешения магм, коровой контаминации и ряда

других процессов, ответственных за образование частичных выплавов из коры и мантии. Условия магмагенерации, в свою очередь, могут быть оценены по петролого-геохимическим характеристикам базитов. Принимая во внимание указанные выше обстоятельства, было проведено изучение габбро-диабазов чайского комплекса, образующих многочисленные дайки на площади Северного Прибайкалья. Наибольшим распространением дайки этой группы пользуются в северной части западного побережья оз. Байкал, где они прослеживаются в северо-восточном направлении на расстояние более чем 200 км в район среднего течения р. Чая. Мощность даек варьирует от 30 до 70 м, иногда до 150-250 м при протяженности до 3-5 км. Нами были изучены дайки габбро-диабазов мыса Хибелен и среднего течения р. Чая. Габбро-диабазы мыса Хибелен прорывают раннедокембрийские метаморфические образования (сарминская серия), раннепротерозойские гранитоиды ирельского и татарниковского комплексов, а также близкие к ним по возрасту вулканические и вулканогенно-осадочные образования акитканской серии. Габбро-диабазы в районе среднего течения р. Чая прорывают раннепротерозойские осадочные образования окуньской свиты. Sm-Nd возраст габбро-диабазов мыса Хибелен составляет  $1674 \pm 29$  млн лет [1], а U-Pb возраст по бадделеиту габбро-диабазов среднего течения реки Чая –  $1752 \pm 3$  млн лет [2]. Таким образом, время проявления процессов внутриконтинентального растяжения, ответственного за формирование дайковых роев чайского комплекса, может быть оценено как поздний палеопротерозой.

Основными породообразующими минералами габбро-диабазов чайского комплекса являются плагиоклаз и клинопироксен, который в некоторых разностях местами замещен роговой обманкой. Химический состав плагиоклаза соответствует андезину ( $An_{39-49}$ ) и лабродору ( $An_{53-62}$ ), а клинопироксена –  $Wo_{34,9-43,9}$ ,  $En_{36,7-48,2}$ ,  $Fs_{11,1-27,4}$ , где Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. Габбро-диабазы мыса Хибелен и среднего течения р. Чая отличаются по встречающимся в них ассоциациям Fe-Ti окислов. В габбро-диабазовых мысах Хибелен были отмечены ильменит (Ti ф.е. = 0,89-0,97) и титаномагнетит (Ti ф.е. = 0,19-0,32). Рудная минерализация габбро-диабазов среднего течения р. Чая представлена ильменитом (Ti ф.е. = 0,91)

Для даек габбро-диабазов мыса Хибелен и среднего течения р. Чая характерны содержания  $SiO_2 = 48 - 52$  мас. % и  $45 - 52$  мас.%. Сумма щелочей ( $Na_2O + K_2O$ ) составляет  $2.07 - 4.44$  мас. % и  $2.15 - 5.04$  мас. %, соответственно. На классификационной диаграмме  $MgO - (FeO^* + TiO_2) - Al_2O_3$  Л.С. Дженсена [4] фигуративные точки большинства даек габбро-диабазов мыса Хибелен попадают в поля высокомагнезальных толеитов, базальтовых коматиитов и высокожелезистых толеитов, а даек габбро-диабазов среднего течения р. Чая – в поля высокомагнезиальных толеитов и известково-щелочных базальтов. На диаграмме в координатах  $Zr/TiO_2 - Nb/Y$  Дж.А. Винчестера и П.А. Флойда [6] точки составов даек габбро-диабазов мыса Хибелен и среднего течения р. Чая располагаются в полях субщелочных базальтов и андезитов-базальтов.

Все проанализированные породы представляют собой дифференцированные разности, значения  $mg\#$  в дайках габбро-диабазов мыса Хибелен варьируют от 51 до 78, а в дайках габбро-диабазов среднего течения р. Чая от 53 до 69. Следует отметить, что вариации по  $mg\#$  наблюдаются как для всего дайкового роя в целом, так и для отдельных даек. Дайки габбро-диабазов среднего течения р. Чая характеризуются более низкими содержаниями  $TiO_2$ , LREE, Th, Nd и Zr, чем дайки габбро-диабазов мыса Хибелен при

одинаковых значениях  $mg\#$ . На нормированных по составу примитивной мантии [5] мультиэлементных спектрах габбро-диабазов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta, P и Ti, что может свидетельствовать о коровой контаминации.

Для габбро-диабазов мыса Хибелен характерны содержания Nd, варьирующиеся от 15.54 до 39.79 г/т, и отрицательные значения  $\epsilon_{Nd,t}$  (-1.8 ... -7.0), а для габбро-диабазов среднего течения р. Чая отмечаются содержания Nd = 10.33 – 21.61 г/т и значения  $\epsilon_{Nd,t}$  = -2.3 ... - 5.2. На основании вышеперечисленных изотопно-геохимических характеристик пород можно сделать вывод о том, что габбро-диабазы даек мыса Хибелен и среднего течения р. Чая могли быть образованы либо в результате контаминации мантийного источника коровым материалом, либо за счет обогащенного в ходе субдукционных процессов мантийного источника [3]. При этом составы родоначальных магматических источников для базитов двух исследованных участков были различны.

В дайках габбро-диабазов мыса Хибелен и среднего течения р. Чая отношения  $(Nb/La)_{pm}$ ,  $(La/Sm)_n$  всегда больше одного, что также свидетельствует о влиянии корового материала на состав габбро-диабазов.

Точки составов габбро-диабазов мыса Хибелен на диаграмме в координатах  $\epsilon_{Nd,t}$  –  $SiO_2$  образуют тренд, который отвечает механизму одновременной фракционной кристаллизации и ассимиляции коровым материалом мантийного источника (AFC модель). Для габбро-диабазов среднего течения р. Чая такого тренда не наблюдается, но так как геохимические характеристики указывают на то, что эти породы были контаминированы, можно предположить, что источник габбро-диабазов среднего течения р. Чая изначально был обогащен коровым компонентом.

Также в пользу контаминации исследуемых пород свидетельствует увеличение глубины Nb минимума с уменьшением величины  $\epsilon_{Nd}$ .

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 12-05-31313).*

## **Литература**

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., и др. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т 48. № 1. С. 22-41.
2. Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., и др. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом  $\approx 1750$  млн.лет на площади сибирского кратона // Доклады РАН. 2010. Т 430. № 5. С. 654–657.
3. Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501–526.
4. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 1976. 66 p.
5. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in the Oceanic // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
6. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geology, 1977, v. 20, p. 325–343.



## ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ОРИЕНТИРОВАННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ГЁТИТА В МЕТАМОРФИЧЕСКОМ ГРАНАТЕ

*Юрченко А.В.*

ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: [yurchenko-nastya@yandex.ru](mailto:yurchenko-nastya@yandex.ru)

**Впервые обнаружены ориентированные игольчатые включения гётита в метаморфическом гранате. Эти включения найдены в гранатах высокотемпературного гнейса Орехово-Павлоградской тектонической зоны Украинского щита. Предполагается совместный рост граната и гётита в высокотемпературных и высокобарных эндогенных условиях. Также не исключается появления кристаллов гётита при залечивании системы кристаллографически ориентированных трещин и микронных каналов, возникших вследствие посткристаллизационного декомпрессионного разрушения граната. Делается вывод, что подобные игольчатые ориентированные минеральных фазы в гранате возникают при высоких РТ-условиях, а состав их определяется локальными геохимическими параметрами среды.**

## THE FIRST FINDING OF ORIENTED GOETHITE'S INCLUSIONS IN METAMORPHIC GARNET

*Yurchenko A.V.*

IPGG RAS, Saint Petersburg, Russia, E-mail: [yurchenko-nastya@yandex.ru](mailto:yurchenko-nastya@yandex.ru)

**Previously unknown in literature oriented inclusions of goethite have been found in metamorphic garnets. The simultaneous grow of garnet and goethite at the high PT endogen conditions was suggested. But at the same time the model of the filling of crystallographic oriented cracks and channels after grow of garnet is not excluded. It was concluded that the inclusions were formed under high PT conditions while their compositions reflect local geochemical features of an environment.**

В данном сообщении рассматривается ранее не описанный в литературе случай развития кристаллографически ориентированных игольчатых включений гётита в высокотемпературном метаморфическом гранате. Гранат широко распространен в породах Орехово-Павлоградской зоны: кварцитах, парагнейсах, мигматитах, амфиболитах, метатоналитах [2]. Непосредственно гётитсодержащий гранат встречен в глиноземистом гнейсе (метаосадке), в котором кроме граната (содержится 25%) есть биотит (до 5%), калиевый полевой шпат (~15%), плагиоклаз (до 10%), кварц (до 35%), силлиманит (до 10%). Акцессорные минералы представлены единичными зернами апатита, циркона, ильменита, рутила. Петрографически структура породы определяется в целом нематогранобластовая, участками – бластомилонитовая.

В гнейсе есть гранат двух типов: первый тип (ГрI) имеет изометричную форму и размеры зерен около 1-2мм (у других пороодообразующих минералов размеры меньше 1-1.5мм). Именно в ГрI установлены ориентированные игольчатые включения. Гранат второго типа (ГрII) присутствуют в виде единичных зерен, которые лишены каких-либо включений, размеры их не превышают 0.3-0.5мм при слегка удлиненной форме. ГрII приурочен к существенно лейкократовому матриксу породы. По ГрI развивается вто-

ричный биотит, что не характерно для ГрII. Кроме указанных ориентированных включений в ГрI встречены единичные зерна ильменита, рутила, циркона. Для зерен ГрI и ГрII также характерно значительное количество крупных и неправильно ориентированных трещин, заполненных преимущественно гидроокислами железа.

Отличаются гранаты двух типов и по составу: ГрI более кальциевый и менее магниевый ( $\text{Py}^{25}\text{Alm}^{67}\text{Sps}^0\text{Grs}^8$ )<sup>1</sup> с внутренней химической зональностью: отмечается заметный рост Ca к центру зерна и слабый рост Mg к краю. У ГрII распределение Ca, Mg, Fe без признаков композиционной зональности, пониженное содержание Ca и более высокое Mg ( $\text{Py}^{27}\text{Alm}^{69}\text{Sps}^0\text{Grs}^4$ ) по сравнению с ГрI.

Игольчатые включения в ГрI распределены по всему зерну за исключением краевой зоны и небольшой области в центре. Отсутствие включений в ядрах характерно для наиболее крупных зерен, то время как в зернах меньшего размера включения есть и во внутренней части.

Методом оптической и электронной микроскопии выявлено наличие ориентировки игольчатых кристаллов относительно их удлинения. Это проявляется в «ромбовидном» расположении включений с острыми углами ромба  $\sim 70^\circ$ . Поперечные размеры игольчатых включений не превышают 2-5 микрон, а по удлинению составляют первые десятки или сотни микрон. Поперечные относительно удлинения сечения имеют ромбовидную или шестигранную форму включений. На растровом электронном микроскопе в режиме композиционного контраста обнаруживаются признаки концентрической зональности (рис. 1).

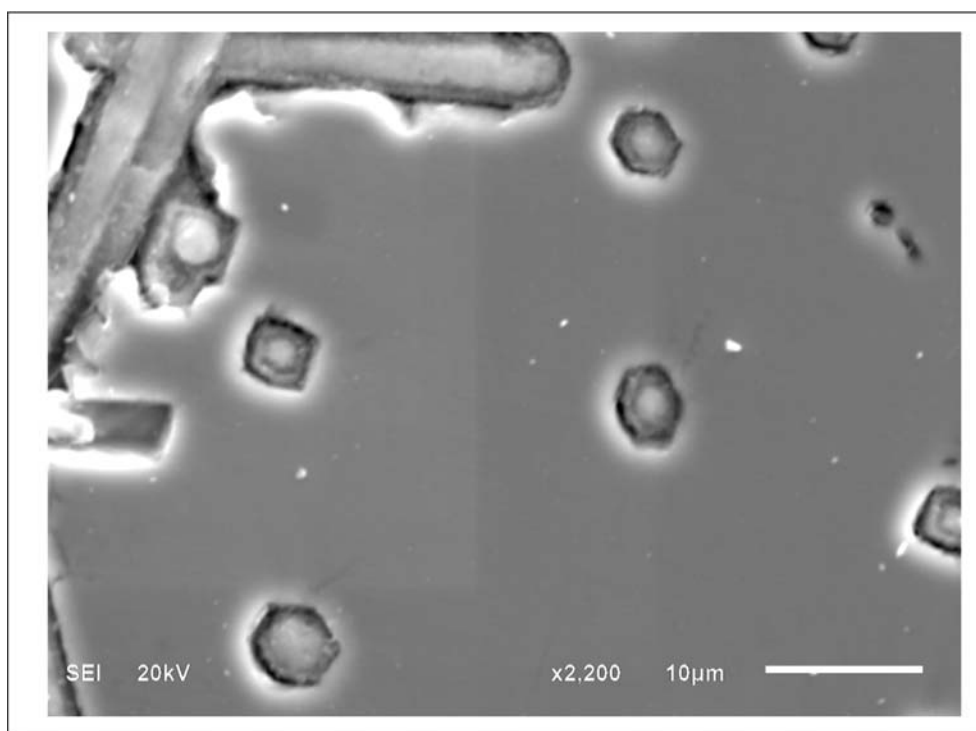


Рис. 1. Изображение в режиме BSE COMPO ориентированных включений в гранате. Хорошо видны дипирамидальные, шестигранные формы в поперечных срезах включений и наличие концентрической зональности.

<sup>1</sup> Принятые сокращения. Py – пироп, Alm- альмандин, Sps – спессартин, Grs – гроссуляр.

Исследование состава игольчатых включений на электронном микроскопе (сканирующий электронный растровый микроскоп JEOL JSM 6510LA с ЭДС JED-2200, ИГД РАН, Санкт-Петербург) позволило установить преобладание в них Fe. Точный количественный анализ состава включений затруднителен из-за их малых размеров, сопоставимых с площадью охвата пучка электронов. В связи этим в спектре наблюдались пики Si, Al, возможно, входящих в структуру вмещающего граната. Выявлены также следы Ti, Mg и Mn – от долей процента до первых единиц.

Усредненный по множественным замерам предположительный состав игольчатых включений в пересчете на оксиды выглядит следующим образом:  $\text{SiO}_2 = 10\text{--}25$ ,  $\text{MgO} = 0\text{--}2$ ,  $\text{Mn} = 0\text{--}2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6\text{--}16$ ,  $\text{TiO}_2 = 0\text{--}9$ ,  $\text{FeO} = 60\text{--}80$  вес.%. Элементное картирование поперечных срезов игольчатых включений показало, что наибольшая примесь титана характерна для центральной зоны некоторых зерен.

Изучение включений с помощью Раман-спектроскопии (спектрометр Renishaw InVia, возбуждение при 785 нм, НМСУ «Горный», Санкт-Петербург) позволило выявить в спектре полосы комбинационного рассеяния, соответствующие спектру гётита ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ): 246, 305, 482, а также широкий максимум 399  $\text{см}^{-1}$ , представляющий собой суперпозицию нескольких полос (рис. 2).

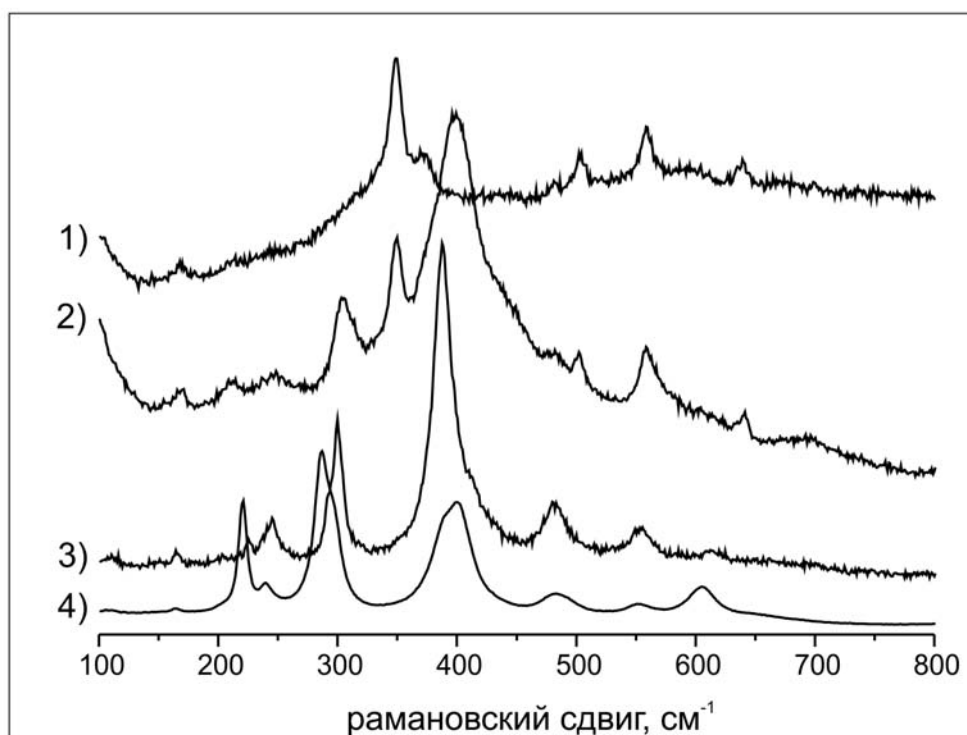


Рис. 2. Рамановские спектры: (1) гранат, (2) игольчатое включение (комбинация спектров гётита и граната), (3-4) гётит из образца сравнения при точечном и линейном сканировании радиально-лучистого агрегата.

Для кристаллографически ориентированных включений таких минералов в гранате, как рутил, ильменит, предполагают образование в обстановках сверхвысоких давлений [3, 4]. Образование включений, композиционно не связанных с минералом-хозяином, и, что важно, не содержащих в структуре титан, в высокобарных породах из других регионов уже рассматривалось [1].

Маловероятно, что рассматриваемый гётит мог появиться вследствие преобразования, рутила или ильменита, т.к. растворение и значительный вынос малоподвижного титана без следов его осаждения где-либо трудно представить. Против этого предположения говорит и отсутствие титана в гранате. Поэтому наши данные позволяют высказать следующие равновероятные на сегодняшний день модели возникновения ориентированных включений гётита:

1) В результате декомпрессионного разрушения кристаллов ГрI с возникновением системы трещин и микронных каналов по характерным для кристаллов граната кристаллографическим направлениям, и последующим проникновением обогащенного железом флюида с отложением его в окисной форме. Возможно, что определенную роль при этом могли сыграть несколько разные модули объемной упругости и модули сдвига у преимущественно гроссуляровых ядер и альмандин-пироповых внешних зон ГрI.

2) В результате совместного роста граната и гётита при специфических высокотемпературных и высокобарных (?) окислительных условиях. Приуроченность центров кристаллизации гётита к ребрам граней граната может быть обусловлена энергетической выгодностью этих позиций.

Таким образом, указанные модели допускают возникновение ориентированных игольчатых включений либо (1) после кристаллизации граната или же (2) совместно с его ростом.

Благодарности. Автор сердечно благодарит Ш.К. Балтыбаева (ИГГД РАН), М.В. Морозова (НМСУ «Горный»), О.Л. Галанкину (ИГГД РАН), С.Б. Лобач-Жученко (ИГГД РАН), А.Г. Штукенберга (СПбГУ) за консультации и помощь при исследовании.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 11-05-90417 Укр\_ф\_а, 12-05-31162 Мол\_а, ОНЗ №48/08-Ф.*

## **Литература**

1. Перчук А.Л. Необычные включения в гранате из алмазоносного гнейса, Рудные горы, Германия // Геохимия. 2008. № 3. С. 331–338.
2. Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Морозов М.В., Галанкина О.А. Ориентированные включения гётита в метаморфическом гранате глиноземистых гнейсов Орехово-Павлоградской зоны (Украинский щит, район с. Васильковка) // ДАН. 2012. Т. 446, № 6, с. 668–671.
3. Hwang S.L., Yui T.F., Chu H.T. On the origin of oriented rutile needles in garnet from UHP eclogites // Journal of Metamorphic Geology. 2007. V. 25. P. 349–362.
4. Zhang R.Y., Zhai S.M., Fei Y.W. Titanium solubility in coexisting garnet and clinopyroxene at very high pressure: the significance of exsolved rutile in garnet // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 216. P. 591–601.