

**СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ (C, O, S, SR) И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛАНТАНОИДОВ  
В «ВЕНЧАЮЩИХ» ДОЛОМИТАХ ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА**

*Биктимерова З.Р., Мичурин С.В., Горожанин В.М.*

ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, Россия, E-mail: *s\_michurin@mail.ru*

Показано, что «венчающие доломиты» в вендских отложениях западной части Башкирского антиклинория формировались в условиях внутриконтинентального моря в относительно мелководных и вместе с тем аноксических обстановках. Этим определяются их изотопные и геохимические характеристики, которые в большей степени отражают особенности первичных условий осадконакопления, чем обусловлены эпигенетическими процессами. Изотопный состав Sr в доломитах характеризуются радиогенным составом (0,7160). Изотопный состав серы структурно-связанного сульфата в доломитах составляет 10,9%. Изотопный состав углерода изменяется от –3,2 до 2,6‰. Доломиты отличаются высокими концентрациями Fe (до 11190 г/т) и Mn (до 3842 г/т). Распределение лантаноидов характеризуется пологой сглаженной формой спектра, цериевая и европиевая аномалии не выражены.

**STABLE ISOTOPES (C, O, S, SR) AND REE DISTRIBUTION IN THE VENDIAN  
“CAP” DOLOMITES ON THE SOUTHERN URALS**

*Biktimerova Z.R., Michurin S.V., Gorozganin V.M.*

IG USC RAS, Ufa, Russia, E-mail: *s\_michurin@mail.ru*

It is shown that “cap” dolomites in the Vendian sediments of the western part of the Bashkirian anticlinorium were forming in shallow water intra-continental sea with anoxic conditions. This is determining their isotopic and geochemical characteristics, which more reflect the specialties of primary sedimentation conditions then epigenetic processes. Sr- isotopic composition in dolomites is characterized by radiogenic composition (0,7160). S-isotopic composition in structurally- combined sulfite in dolomite is 10,9%. C-isotope composition is varied from -3,2 to 2,6‰. Dolomites are characterized by high concentration of REE (up to 11190 g/t) and Mn (up to 3842 g/t). REE distribution is characterized by gently sloping smooth forms of spectra, Ce and Eu anomaly.

«Венчающие доломиты» – это карбонатные породы, представленные относительно чистыми разностями доломитов, маломощные прослои которых (как правило, первые метры) перекрывают во многих регионах мира неопротерозойские ледниковые отложения. Отличительной чертой венчающих доломитов является аномальный изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C} \approx -2...-6\text{‰}$ ) по сравнению с обычными морскими карбонатными породами. Эту особенность используют для хемотратиграфических корреляций, однако природа аномальных значений  $\delta^{13}\text{C}$  до сих пор остается не выясненной и продолжает

дискутироваться [3; 7]. Большинство исследователей формирование венчающих доломитов относят к глобальному постгляциальному седиментационному событию, связанному с изменением химического состава и режима циркуляции вод в целом Мирового океана.

Нами проведено литологическое, изотопное и геохимическое изучение перекрывающих ледниковую толщу венчающих доломитов, установленных [2] в западной части Башкирского антиклинория по р. М. Реват. В доломитах был определен изотопный состав стронция, изотопный состав углерода и кислорода, изотопный состав серы структурно-связанного сульфата, а также распределение лантаноидов и микроэлементов. Измерения изотопного состава стронция и геохимическое изучение доломитов выполнены нами в ИГ УНЦ РАН соответственно на масс-спектрометре МИ-1201В и на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30 (фирма «Карл Цейсс», г. Йена, Германия). Изотопный анализ углерода и кислорода выполнен в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (руководитель группы – В.Л. Андреичев) на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific, г. Бремен, Германия). Изотопный состав серы структурно-связанного сульфата определен совместно с В.А. Гриненко, в лаборатории ЦНИГРИ, г. Москва. Лантаноиды и микроэлементы определялись на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (PlasmaQuad, фирма «VG», Англия) в ИПТМ РАН, г. Черноголовка (руководитель группы В.К. Карандашев).

Разрез венда, вскрывающийся по берегам р. М. Реват, представлен отложениями толпаровской, суировской и урюкской свит. Особенностью суировской свиты в этом разрезе является наличие тиллитовидных конгломератов, выше которых залегает пачка флишоидного переслаивания аргиллитов и песчаников [2]. В самой верхней части суировской свиты присутствует пласт доломитов небольшой (2-5 м) мощности. Доломиты имеют розоватую и светло-серую окраску и характеризуются микро- и тонкозернистой структурой. Они обладают неоднородным, «комковатым» обликом: мелкие полуокатанные обломки, состоящие из пелитоморфного доломита (размер кристаллитов 0,005–0,01 мм), которые сцементированы более крупнокристаллическим доломитом (0,05–0,07 мм). В отдельных выходах наблюдается брекчиевидно-обломочная текстура породы, неясной, скорее всего, синседиментационной природы. Иногда доломиты содержат мелкие конкреции кремниевого состава. По данным рентгено-структурного анализа в отдельных образцах доломитов отмечается небольшая примесь кальцита (~5%) и кварца (~3%).

Расчеты модельного возраста по данным Rb-Sr изотопного анализа тонкой глинистой фракции пород суировской свиты дают несколько датировок, наибольшие из которых составляют 608 млн лет [2]. Тиллиты суировской свиты, вероятно, следует коррелировать с известным оледенением Марино, гляциогенные отложения, которого датируются в интервале 636-663 млн лет [6].

Доломиты из обнажения на левом берегу р. М. Реват характеризуются значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (-3,3; -2,6‰ относительно PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (-8,6; -5,3‰ относительно PDB), которые типичны для «венчающих доломитов» неопротерозойских тиллитов в большинстве регионов мира [6]. В то же время, изотопный состав углерода доломитов, отобранных в элювиальном выходе на правом берегу, синусоидально изменяется от 2,6 до -2,2‰ от основания к кровле с максимальным отрицательным значением  $\delta^{13}\text{C}$ , равным -3,2‰, в середине слоя. При этом изотопный состав кислорода доломитов не испытывает значи-

тельных флуктуаций, а между значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  доломитов корреляция отсутствует. Разброс значений  $\delta^{18}\text{O}$  составляет менее 1,5‰ при средней величине 25,3‰ (относительно SMOW), которая обычно фиксируется в неизменных карбонатах.

Геохимическое поведение С и О при образовании карбонатных пород сильно различается, а в ходе постседиментационных преобразований кислород по сравнению с углеродом по изотопному составу изменяется гораздо легче [1]. Согласованное поведение изотопного состава этих элементов (с прямой или обратной корреляцией) обычно связано с эпигенетическим преобразованием карбонатных пород. Таким образом, полученные нами данные (отсутствие корреляции между  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , близость величины  $\delta^{18}\text{O}$  к нормальным осадочным карбонатам) указывают на то, что изотопные характеристики доломитов в большей степени отражают особенности первичных условий осадконакопления, чем обусловлены эпигенетическими процессами.

Пелитоморфные доломиты изученного разреза содержат стронций аномально высокого изотопного состава ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7160$ ) [2] по сравнению с океанической водой вендского времени, в которой по ряду оценок [8; 9] стронциевое отношение было на уровне 0,7065–0,7085. При этом установлено, что перекристаллизованный ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7162$ ) и прожилковый ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7180$ ) доломиты из разреза по р. М. Реват по изотопному составу стронция практически не отличаются от пелитоморфного. Следовательно, из-за такого незначительного различия объяснить высокую величину  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в пелитоморфном доломите только перекристаллизацией при эпигенезе сложно. По-видимому, высокое Sr-отношение в пелитоморфном доломите связано с условиями его образования и отражает изотопный состав стронция морской воды. В таком случае, очевидно, что бассейн осадконакопления был изолирован от Мирового океана и представлял собой замкнутое внутриконтинентальное море с привносом реками радиогенного стронция.

Изотопный состав серы структурно-связанного сульфата в доломитах имеет довольно значительное обогащение тяжелым  $^{34}\text{S}$  изотопом, его значение  $\delta^{34}\text{S}$  составляет 10,9‰. Вместе с тем полученное значение гораздо меньше по сравнению с изотопным составом океанической серы сульфата, которая в венд-кембрийское время характеризовалась значениями  $\delta^{34}\text{S}$  около 18–32‰ [8]. Эти результаты, также как и данные по изотопному составу стронция, указывают на то, что доломиты формировались в замкнутом море, в котором континентальный сток играл значительную роль. Для сравнения отметим, что в современной воде Каспийского моря, изолированного от Мирового океана, изотопный состав серы сульфата равен приблизительно 10‰.

Доломиты изученного разреза характеризуются пологой сглаженной формой спектра лантаноидов с близкими нормированными содержаниями легких, средних и тяжелых редких земель (рис. 1). Сумма содержаний редкоземельных элементов составляет в среднем 23,7 г/т, что типично для осадочных карбонатных пород. Среднее значение отношения  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ , которое отражает интенсивность процессов выветривания и может служить индикатором климата [4], составляет 3,45 (вариации 2,39–5,03) и характеризует семигумидный-семиаридный тип климата. Коэффициенты, характеризующие фациальные условия осадконакопления, La/Sm (6,15), Ce/Sm (12,22), Yb/Sm (0,4), Y/Sm (5,1) близки по распространенности РЗЭ к шельфовым водам и определяют относительно мелководные обстановки доломитообразования. Это согласуется также и со значениями Ce/Ce\* (вариации 0,87–1,03, среднее – 0,96), которые соответствуют окраинно-

континентальным обстановкам [10]. При этом отношение Ce/La, которое можно рассматривать в качестве индикатора гидrogenного (>2) или гидротермального (<2) воздействия на осадки [4], имеет промежуточное значение и не позволяет дать определенную оценку величины гидротермального вклада. Однако отсутствие положительной европиевой аномалии (вариации 0,96–1,18, среднее значение 1,04) можно трактовать в пользу незначительного влияния «глубинных флюидов» [5]. В то же время корреляция между  $\Sigma\text{REE}$  и Zr в доломитах изученного разреза может указывать на вклад лантаноидов континентальным стоком.

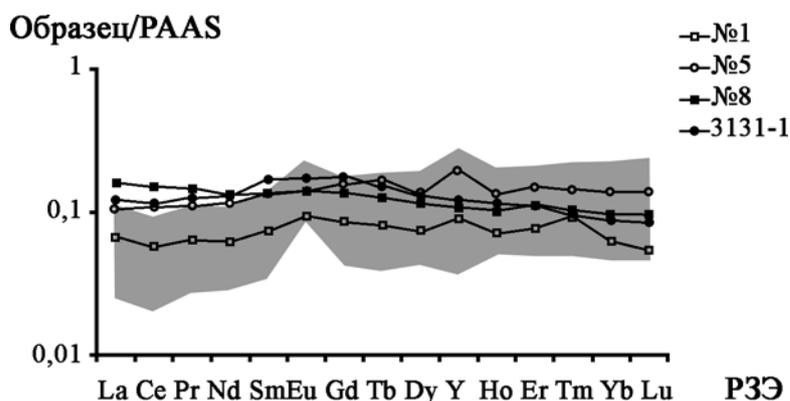


Рис. 1. Распределение лантаноидов в «венчающих» доломитах Южного Урала (серым заливты спектры РЗЭ «венчающих» доломитов формации Душантуо Южного Китая [7])

Доломиты по геохимическим характеристикам отличаются очень высокими концентрациями железа (до 11190 г/т), марганца (до 3842 г/т) и относительно низкими концентрациями Sr. Анализ поведения Fe и Mn показывает, что между ними отмечается значимая положительная корреляция ( $K_{\text{коррел}}=0,49$ ). Параллельно с изменением концентраций марганца практически зеркально противоположно в доломитах меняется изотопный состав углерода, а между отношением Mn/Sr и  $\delta^{13}\text{C}$  наблюдается отрицательная корреляция ( $K_{\text{коррел}} = -0,55$ ). Эту зависимость можно истолковать изменением Eh [5, с. 314]: «... в слое кислородного минимума воды обогащаются растворенным  $\text{Mn}^{2+}$ , при этом растворенный бикарбонат вследствие разложения органического вещества обогащается легким изотопом углерода». Поэтому формирующиеся карбонатные осадки относительно обогащены марганцем и легким  $^{12}\text{C}$  изотопом углерода. При этом на аноксические обстановки осадконакопления указывает и значения цериевой аномалии (вариации 0,87–1,03), что означает отсутствие окисления Ce, а также обогащение доломитов Mn – в восстановительных бескислородных условиях происходит растворение гидроксидов Fe и Mn [5].

Таким образом, проведенное изучение показывает, что «венчающие доломиты» в вендских отложениях западной части Башкирского антиклинория формировались в условиях замкнутого внутриконтинентального моря в относительно мелководных и вместе с тем аноксических обстановках. Этим определяются их литологические и изотопно-геохимические характеристики. Вероятно, между поздним рифеем и ранним вендом на Южном Урале был локальный бассейн с расчлененным рельефом, в котором накапливались подводно-оползневые с диамиктитами терригенные отложения.

## **Литература**

1. Виноградов В.И. Экскурсы  $\delta^{13}\text{C}$  неопротерозой-кембрийских карбонатов – отражение палеоклиматических обстановок? // XVIII симпозиум по геохимии стабильных изотопов имени академика А.П. Виноградова (14–16 ноября 2007 г, Москва). М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 66–67.
2. Горожанин В.М., Губеева Л.В. Rb-Sr изотопное датирование глинистых сланцев из нижних горизонтов венда (Южный Урал) // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты / Сборник статей. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 39-44.
3. Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые, 2010. № 6. С. 644-661.
4. Шатров В.А., Войцеховский Г.В. Применение лантаноидов для реконструкции обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента Восточно-Европейской платформы) // Геохимия, 2009. № 8. С. 805-824.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (Литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
6. Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P. et al. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // GSA Bulletin, 2005. V. 117. No. 9/10. P. 1-27.
7. Huang J., Chu X., Jiang G. et al. Hydrothermal origin of elevated iron, manganese and redox-sensitive trace elements in the c. 635 Ma Doushantuo cap carbonate // Journal of the Geological Society, 2011. V. 168. P. 805-815.
8. Mazumdar A., Strauss H. Sulfur and strontium isotopic compositions of carbonate and evaporite rocks from the Late Neoproterozoic-Early Cambrian Bilara group (Nagaur-Ganganagar basin, India): constraints on intrabasinal correlation and global sulfur cycle // Precambrian Research, 2006. V. 149. No. 3-4. P. 217-230.
9. Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., et al. Constraints on  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // Journal of the Geological Society, 2009. V. 166. P. 183-191.
10. Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. et. al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // Geology. 1990. V. 18. P. 268–271.

# ТРЕКОВЫЙ АНАЛИЗ АПАТИТОВ В ИЗУЧЕНИИ ДИНАМИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

*Ветров Е.В.*

ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, E-mail: *Vetrovggdsu@yandex.ru*

**В последнее десятилетие активно развиваются исследования Центральной Азии, связанные с моделированием термальной истории пород методом трекового датирования апатитов (AFT), позволяющим выявлять периоды тектонической стабилизации (пенепленизации) и активности (горообразования). На основе результатов трекового датирования апатитов показано, что динамика формирования Курайско-Чуйской впадины и ее горного обрамления изменялась со временем. Полученные модели термальной истории пород скоррелированы с историей накопления кайнозойских осадков Курайско-Чуйской впадины. По термальным историям апатита из образцов горного обрамления Курайско-Чуйской впадины были определены скорости эрозии и мощности денудированных толщ на определенных этапах.**

## APATITE FISSION TRACK IN STUDY OF TECTONIC PROCESSES DYNAMICS ON THE EXAMPLE OF THE SOUTH-EASTERN GORNY ALTAI

*Vetrov E.V.*

IGM SB RAS, Novosibirsk, Russia, E-mail: *Vetrovggdsu@yandex.ru*

**Apatite fission-track (AFT) thermochronological modeling as diagnostic of stability (surface planation) and activity (mountain building) periods has been lately a broadly used tool in tectonic studies of Central Asia. AFT allowed us to infer that both changed Kurai-Chuya depression evolution dynamics through time. The models of the rocks thermal history were correlated with a Cenozoic sediments accumulate history of the Kurai-Chuya depression. Erosion rates and denuded strata thicknesses at certain stages were determined by thermal apatite history of Kurai-Chuya depression mountain framing.**

Трековое датирование (fission-track dating) – метод определения времени остывания минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана ( $^{238}\text{U}$ ), накапливающихся в природных минералах в ходе геологической истории. Этот метод низкотемпературной геохронологии применяется для решения широкого круга задач в геологии. Он направлен на датирование фаунистически бедных разрезов, реконструкцию источников сноса терригенного материала, изучение эксгумации орогенных поясов и установление термальной истории осадочных бассейнов. Трековое датирование применимо для изучения динамики тектонических процессов (аккреции, коллизии, эксгумации) путем количественной оценки времени и скорости их развития. Трековый возраст отражает время остывания минерала ниже температуры закрытия трековой системы. В этом смысле трековые возрасты соответствуют времени формирования для быстро остывших вулканических пород (возраст извержения) или отражают время остывания пород при выведении с глубинных уровней (возраст эксгумации) [3]. В последнее десятилетие активно развиваются исследования Центральной

Азии, связанные с моделированием термальной истории пород методом трекового датирования апатитов, позволяющей выявлять периоды тектонической стабилизации (пенеппенизации) и активности (горообразования) [1,4].

В настоящей работе представлено применение трекового анализа апатита в изучении динамики тектонических процессов на примере горного обрамления Курайско-Чуйской впадины. Курайско-Чуйская впадина (рис. 1) является структурным элементом Центральной Азии и испытывает на себе дальнейшее воздействие Индо-Евроазиатской коллизии. В основу изучения положен авторский материал, собранный в полевых работах 2009 года, а также опубликованные данные [1, 2, 4, 5]. Методом трекового анализа были выявлены этапы пенеппенизации и тектонической стабильности юго-восточной части горного Алтая в кайнозое. По термальным историям апатита из образцов горного обрамления Курайско-Чуйской впадины были определены скорости эрозии и мощности денудированных толщ на определенных этапах. Термальная история пород моделируется компьютерной программой AFTSolve [6] с построением графиков (рис. 2), отображающих тренд изменения температурного режима породы во времени

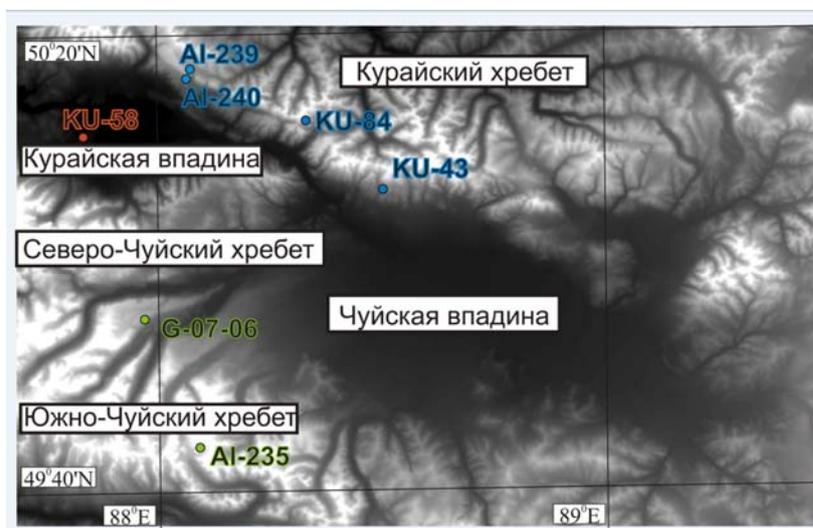


Рис. 1. Цифровая модель рельефа (по данным SRTM) юго-восточной части Горного Алтая с точками отбора образцов на трековый анализ апатита.

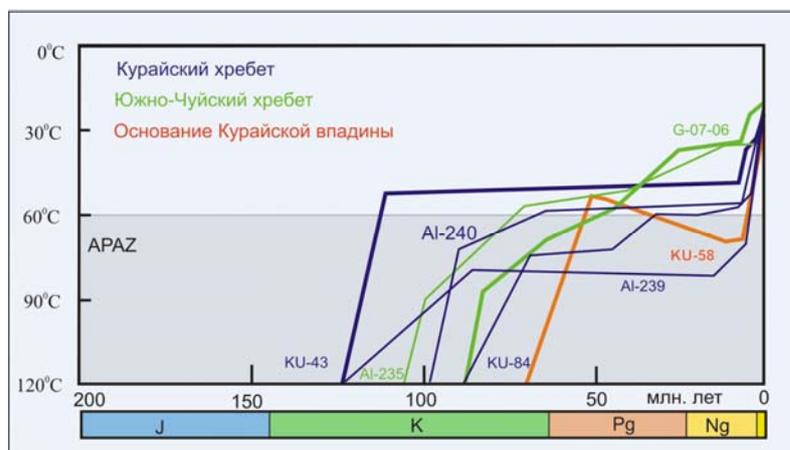


Рис. 2. Термальная история образцов, смоделированная программой AFTSolve [6], Курайского хребта: AI-239, AI-240 [5], KU-84, KU-43, Южно-Чуйского хребта: AI-235 [5], G-07-06 и Курайской впадины KU-58.

( $t-T$ ). Зная нормальный градиент изменения температур с глубиной ( $25-30^{\circ}/\text{км}$ ), то по полученному  $t-T$ -тренду можно подсчитать, за какое время и какой мощности слой пород был денудирован. Пологое поведение линии обычно интерпретируется как период тектонической стабилизации в регионе с возможным формированием пенеплена. Значения наклонности линии указывают на скорость и интенсивность денудации, что может рассматриваться как степень тектонической активизации в регионе, выраженной в росте горных систем и поднятий.

**Мезо-кайнозойская история формирования Курайского хребта.** Для интерпретации термальной истории пород Курайского хребта был выбран образец КУ-43, т.к. он является наиболее показательным для выявления принципиально различных этапов формирования хребта. В термальной истории образца выделено три этапа. *Первый этап* от 125 до 112 млн лет (ранний мел: аптский ярус) характеризуется крутым углом наклона линии  $t,T$ -тренда и отражает быстрое охлаждение породы от  $120^{\circ}\text{C}$  до  $50^{\circ}\text{C}$ . На *втором этапе* от 112 до 7 млн лет (мел-неоген) угол наклона линии  $t,T$ -тренда становится субгоризонтальным, что указывает на медленное постепенное охлаждение образца от  $50^{\circ}\text{C}$  до  $45^{\circ}\text{C}$ . *Третий этап*, последние 7 млн лет (поздний миоцен-голоцен), проявлен крутым углом наклона  $t,T$ -тренда и свидетельствует о быстром охлаждении породы от  $45^{\circ}\text{C}$  до  $20^{\circ}\text{C}$ . При изменении нормального градиента температур ( $25-30^{\circ}\text{C}$  на 1 км), получается, что породы Курайского хребта на первом этапе за 13 млн лет охладелись на  $70^{\circ}\text{C}$ , что соответствует денудации примерно 2500 метровой толщи пород. На втором этапе породы охладелись на  $5^{\circ}\text{C}$  и за 105 млн лет произошла денудация около 180 метровой толщи пород Курайского хребта. За последние 7 млн лет породы охладелись на  $25^{\circ}\text{C}$ , и за это время произошла денудация около 825 метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около  $5,4^{\circ}\text{C}/\text{млн. лет}$  ( $190 \text{ м}/\text{млн. лет}$ ), для второго этапа – около  $0,05^{\circ}\text{C} / \text{млн. лет}$  ( $1,75 \text{ м}/\text{млн. лет}$ ) и третьего этапа – около  $3,6^{\circ}\text{C} / \text{млн. лет}$  ( $120 \text{ м}/\text{млн. лет}$ ).

**Мезо-кайнозойская история формирования Южно-Чуйского хребта.** По аналогии с образцом КУ-43 для Южно-Чуйского хребта изучена термальная история образца G-07-26. Выделено семь этапов. *Первый этап* от 88 до 83 млн лет (поздний мел: коньякский-сантонский ярусы) характеризуется крутым углом наклона линии  $t,T$ -тренда и отражает быстрое охлаждение породы от  $120^{\circ}\text{C}$  до  $88^{\circ}\text{C}$ . На *втором этапе* от 83 до 63 млн лет (поздний мел-палеоцен) отмечается средний угол наклона линии  $t,T$ -тренда, и указывает на постепенное охлаждение образца от  $88^{\circ}\text{C}$  до  $70^{\circ}\text{C}$ . *Третий этап*, от 63 до 45 млн лет (палеоцен-эоцен), более пологим углом наклона  $t,T$ -тренда и свидетельствует о постепенном (с меньшей скоростью, чем во втором этапе) охлаждении породы от  $70^{\circ}\text{C}$  до  $60^{\circ}\text{C}$ . *Четвертый этап* от 45 до 25 млн лет (эоцен-олигоцен): угол наклона линии  $t,T$ -тренда становится круче, охлаждение от  $60^{\circ}\text{C}$  до  $40^{\circ}\text{C}$ . *Пятый этап* от 25 до 8 млн лет (олигоцен-миоцен): субгоризонтальный наклон линии  $t,T$ -тренда, медленное постепенное охлаждение от  $40^{\circ}\text{C}$  до  $35^{\circ}\text{C}$ . *Шестой этап* от 8 до 4 млн лет (миоцен-плиоцен): крутой угол наклона линии  $t,T$ -тренда, быстрое охлаждение образца от  $35^{\circ}\text{C}$  до  $27^{\circ}\text{C}$ ., последние 4 млн лет (плиоцен-голоцен): линия  $t,T$ -тренда незначительно выполаживается, охлаждение породы от  $27^{\circ}\text{C}$  до  $22^{\circ}\text{C}$ . Получается, что породы Южно-Чуйского хребта на первом этапе за 5 млн лет охладелись на  $32^{\circ}\text{C}$ , что соответствует

денудации примерно 1050-метровой толщи пород. На втором этапе породы охладились на 18 °С и за 20 млн лет произошла денудация около 600 метровой толщи пород Южно-Чуйского хребта. Третий этап: охлаждение на 10 °С, за 18 млн лет денудация около 740-метровой толщи пород. Четвертый этап охлаждения на 20 °С, за 20 млн лет денудация около 660-метровой толщи пород. Пятый этап: охлаждение на 5 °С, за 17 млн лет денудация около 165-метровой толщи пород. Шестой этап: охлаждение на 8 °С, за 4 млн лет было денудировано около 260 метров пород Южно-Чуйского хребта. За последние 4 млн лет породы охладились на 5 °С, и за это время произошла денудация около 175-метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 6,4 °С /млн лет (210 м/млн лет), для второго этапа – около 0,9 °С/млн лет (30 м/млн лет), для третьего этапа – около 0,55 °С/млн лет (20 м/млн лет), для четвертого этапа – около 1 °С /млн. лет (33 м/млн лет), для пятого этапа – около 0,3 °С/млн лет (9,7 м/млн. лет), для шестого этапа – около 2 °С/млн лет (66 м/млн. лет) и для седьмого – около 1,25 °С /млн лет (43 м/млн лет).

**Мезо-кайнозойская история формирования Курайской впадины.** В термальной истории образца KU-58, расположенном во вскрытом фундаменте впадины выделено четыре этапа. *Первый этап* от 71 до 53 млн лет (поздний мел – эоцен) характеризуется крутым углом наклона линии  $t, T$ -тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120 °С до 50 °С. На *втором этапе* от 53 до 11 млн лет (эоцен – миоцен) линия  $t, T$ -тренда погружается, что указывает на постепенное нагревание образца от 50 °С до 66 °С. *Третий этап* от 11 до 5 млн лет (миоцен-плиоцен) субгоризонтальной линией  $t, T$ -тренда и отражает медленное охлаждение породы от 66 °С до 64 °С. *Четвертый этап*, последние 5 млн лет (плиоцен-голоцен), проявлен субвертикальной линией  $t, T$ -тренда и свидетельствует о быстром охлаждении породы от 64 °С до 23 °С. Получается, что породы Курайской впадины на первом этапе за 18 млн лет охладились на 70 °С, что соответствует денудации примерно 2450-метровой толщи пород. На втором этапе породы нагрелись на 16 °С, это может быть трактовано как эффект нагрузки палеогеновыми и неогеновыми осадками. На третьем этапе за 6 млн лет образец охладился на 2 °С, что соответствует денудации около 65 метровой толщи пород. За последние 5 млн лет породы охладились на 41 °С, и за это время произошла денудация около 1350-метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 3,9 °С /млн лет (135 м/млн. лет), для третьего этапа – около 0,3 °С /млн. лет (11 м/млн лет) и четвертого этапа – около 8 °С /млн лет (270 м/млн. лет). Скорость погружения образца для второго этапа – около 0,4 °С /млн лет, что соответствует 13 м/млн лет. В итоге для Курайского хребта можно отследить ранне-меловой этап тектонической активности, о чем свидетельствует быстрое охлаждение (падение температуры) в образцах, затем следует период относительного спокойствия, который продолжался по поздний плиоцен, после которого наступает этап быстрого вывода пород на поверхность. Южно-Чуйский хребет после этапа тектонической активности продолжает расти, но со значительно меньшей скоростью, которая меняется в пределах 1 °С /млн. лет; начало позднеплиоценового тектонического импульса – 6 млн лет назад (по образцу G-07-06), 2,5 млн лет назад (по образцу Al-235). В Курайской впадине наблюдается мел-раннепалеогеновый тектонический этап, затем породы испытывают погружение вследствие накопления эоцен-миоценовых осадков, после че-

го в плиоцен-четвертичное время породы со скоростью около  $8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{млн. лет}$  ( $270\text{ м}/\text{млн. лет}$ ) выводятся на поверхность.

**Корреляция геологических данных и данных трекового анализа апатитов.** Любая интерпретация результатов трекового датирования обязательно коррелируется с геологическими и геоморфологическими данными, что позволяет сделать выводы о возрасте и интенсивности тектонической активности изучаемых территорий. Были сопоставлены модели термальных историй Курайской впадины, Курайского и Южно-Чуйского хребтов с историей накопления кайнозойских осадков Курайско-Чуйской впадины. Углубление бассейна от мелководных осадков кошагачской свиты до глубоководных отложений туерыкской свиты [2] фиксируется погружением T-t-тренда образца Курайской впадины. Начало роста горного обрамления Курайско-Чуйской впадины маркируется образованием в краевых частях бассейна грубых прослоев с неокатанными обломками (верхняя часть туерыкской свиты). На моделях термальных историй это событие отражается в смене угла наклона T-t-тренда на более крутой. Далее (на примере термальной истории Курайского хребта) наклон T-t-тренда становится более крутым, тектонические движения стали более интенсивными, что привело к накоплению грубообломочных плиоцен-четвертичных отложений башкаусской свиты [2].

#### Литература

1. Буслов М. М., Кох Д. А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана: по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т.49. № 9. С.262
2. Буслов М. М., Зыкин В. С., Новиков, И. С. Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. 1999. т. 40. № 12 с. 1720-1734
3. Соловьев А. В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. Л.: Труды геологического института, 2008. 28–31 с.
4. Grave J., Buslov M. M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effect of India-Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. 2004, v. 21, Issue 41, p. 121–122
5. Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B. Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basin systems in the southern Siberian Altai Mountains by apatite fission track thermochronology// Journal of Asian Earth Sciences, v. 29, 2007 p. 2–9
6. Ketcham R.A., Donelick R.A., Donelick M.B. AFTSolve: a program for multikinetic modeling of apatite fission-track data// Geol. Mater. Res., 2000, v. 2, p. 1–32

## НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПАЛЕОПРО ТЕРОЗОЙСКОМУ ПЛАТИНОНОСНОМУ МАССИВУ ОСНОВНЫХ ПОРОД ВУРЭЧУАЙВЕНЧ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

*Гребнев Р.А., Рундквист Т.В.*

ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, E-mail: [gromaleks@bk.ru](mailto:gromaleks@bk.ru), [rund@geoksc.apatity.ru](mailto:rund@geoksc.apatity.ru)

**В статье дана геолого-геохимическая и возрастная характеристика палеопротерозойского платиноносного массива основных пород Вурэчуайвенч (МВ) (Кольский регион) в зоне юго-восточного контакта Мончегорского расслоенного комплекса (МРК) с палеопротерозойской рифтовой структурой Имандра-Варзуга.**

Характер спектров РЗЭ по всему разрезу остается постоянным, в том числе и в породах платиноносного рифа, при этом происходит постепенное увеличение содержания РЗЭ к верхам разреза. Надежно установлен возраст формирования различных пород МВ. Идентичность U-Pb возрастных характеристик анортозитов и габброноритов из рудного рифа также указывает на то, что анортозиты не являются самостоятельной фазой, а формировались совместно с габброноритами в ходе процессов внутрикамерной дифференциации и кристаллизации расплава без дополнительных внедрений порций магматического расплава. Вероятно, массив Вурэчуайвенч является перемещенным тектоническим фрагментом крупного лополитоподобного тела, нижние горизонты которого представлены в массиве Нюд-Поаз, а средняя часть была в значительной степени эродирована.

## NEW ISOTOPE-GEOCHEMICAL DATA FOR THE VURECHUAIVENCH PALAEOPROTEROZOIC MAFIC PLATINUM-BEARING INTRUSION (KOLA REGION)

*Grebnev, R.A., Rundkvist, T.V.*

GI KSC RAS, Apatity, Russia, E-mail: [gromaleks@bk.ru](mailto:gromaleks@bk.ru), [rund@geoksc.apatity.ru](mailto:rund@geoksc.apatity.ru)

**The paper provides geological, geochemical, and age-related description of the Vurechuaivench Palaeoproterozoic mafic PGE-bearing intrusion (MV, Kola Region) in the southeastern contact zone between the Monchegorsk Layered Complex (MLC) and Palaeoproterozoic Imandra-Varzuga Rift.**

The REE spectra are stable along the entire stratigraphy, including in the PGE-bearing reef rocks with the REE concentrations gradually increasing upwards. The formational age is reliably detected for various MV rocks. The identical U-Pb age-related features of the anorthosites and gabbronorites from the ore-bearing reef also indicate that the anorthosites does not represent an individual phase, but formed simultaneously with the gabbronorites in the course of intrachamber differentiation and meld crystallization processes without additional injections of magma batches. The Vurechuaivench intrusion was likely a displaced tectonic fragment of a large lopolith-like body, which lower horizons are found in the Nyud-Poaz intrusion, while the middle part of the intrusion was significantly eroded.

Мончегорский рудный район приурочен к области сочленения трех крупных докембрийских структур Кольского региона – Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков и Имандра-Варзугской зоны карелид. Определяющей чертой его геологического строения является наличие двух крупных массивов базит-ультрабазитового со-

става: Мончеплутона и Мончетундровской интрузии (является частью интрузии Главного хребта) [1]. Мончеплутон находится в центральной части Кольского региона. Он относится к раннепротерозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации.

Массив Вурэчуайвенч (МВ) ( $2497 \pm 21$  Ма, U-Pb [3]) расположен в зоне юго-восточного контакта Мончеплутона. В южной части породы массива перекрываются вулканитами Имандра-Варзугской зоны (ИВЗ). В зоне контакта присутствуют базальные конгломераты, обломочный материал которых представлен габброноритами МВ, а цемент – метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами кукшинской свиты ИВЗ [2]. В центральной части и на северо-восточном фланге породы массива залегают на метадиоритах основания, контакт с которыми тектонизирован [1]. В постмагматический этап становления интрузии в результате тектонических подвижек породы были разобщены серией крупных разломов северо-западного простирания на отдельные блоки с предполагаемой амплитудой вертикальных перемещений от 15-20 м до 150 м. В МВ выделяют Западный, Центральный и Восточный блоки [1]. Также в пределах МВ распространены многочисленные мелкие разрывные нарушения и дайки метагаббродолеритов и лампрофиров.

Все породы МВ интенсивно метаморфизованы, но в ряде случаев отмечается сохранение первичных магматических структур. По направлению к контакту с перекрывающими вулканитами степень метаморфической переработки увеличивается. В шлифах лишь в единичных зернах наблюдались неизменные реликтовые ядра ортопироксенов. По пироксенам происходит образование псевдоморфоз изменения (амфиболы тремолит-актинолитового ряда). Плагиоклаз (лабрадор-битовнит) в различной степени замещен сосюритом. Кроме того, выделяется вторичный метаморфогенный плагиоклаз, по составу отвечающий олигоклазу. Содержание кварца в породах – до 3%, в редких случаях достигая 10 об. %.

Нижняя часть разреза МВ сложена мощной монотонной толщей мезо- и меланократовых габброноритов и норитов (порядка 550 м); верхняя –переслаивающимися мезократовыми габброноритами, норитами, лейкократовыми кварцевыми габброноритами, лейкогаббро и анортозитами (плагиоклазитами) (расслоенная часть – 200-240 м). В основании верхней толщи залегает маркирующий горизонт – такситовые габбронориты с гнездами «голубого» кварца.

В верхней части такситового горизонта (в пределах Западного блока) и низах расслоенной части (Центральный блок) залегают плагиоклазиты рифа V-1, характеризующегося присутствием сульфидной вкрапленности [1]. Мощность плагиоклазитов невыдержанная, тела имеют линзовидную и шлировидную форму.

Остается открытым вопрос происхождения расслоенного горизонта, с которым ассоциируют основные уровни сульфидной и ЭПГ-минерализации (платиноносный риф). В крупных мафит-ультрамафитовых комплексах возможно образование рудоносных рифов как вследствие дополнительных магматических инъекций, так и в результате длительного процесса кристаллизационной дифференциации в магматической камере большого объема. Линзовидные тела анортозитов в пределах расслоенного горизонта также могут иметь различное происхождение: быть продуктом дополнительных порций расплава или наиболее лейкократовой частью расслоенной серии пород.

Нами был проведен сравнительный анализ содержаний и спектров распределений РЗЭ в породах массивов Вурэчуайвенч и Нюд-Поаз (Мончеплутон) (рис. 1). От подош-

вы массива Вурэчуайвенч к его кровле суммарное содержание РЗЭ закономерно нарастает и постепенно увеличивается почти в два раза. Аномально высоким содержанием суммы РЗЭ, а также специфическим спектром их распределения характеризуется пегматоид плагиоклаз-амфибол-кварцевого состава из приподошвенной части массива Вурэчуайвенч. Рудоносные образцы из платинометального рифа не выделяются из общего ряда пород ни по суммарным содержаниям РЗЭ, ни по характеру нормированных спектров распределения. По нашему мнению, эти данные могут указывать на то, что платиносный риф массива Вурэчуайвенч, подобно рифам Платинова (массив Скаергаард) и Сонжу-Лейк (Дулутский комплекс), образовался в ходе фракционной кристаллизации магмы в камере большого объема и вне связи с дополнительными инъекциями расплава. Сходство спектров РЗЭ массивов Вурэчуайвенч и Нюд-Поаз, на наш взгляд, допускает вероятность предположения об их принадлежности к единому более крупному интрузивному телу. Некоторые «скачки» в распределении содержаний РЗЭ и хрома в зоне контакта массивов, вероятно, вызваны тем, что массив Вурэчуайвенч в современном виде является перемещенным тектоническим фрагментом крупного лополитоподобного тела, нижние горизонты которого представлены в массиве Нюд-Поаз, а средняя часть была в значительной степени эродирована.

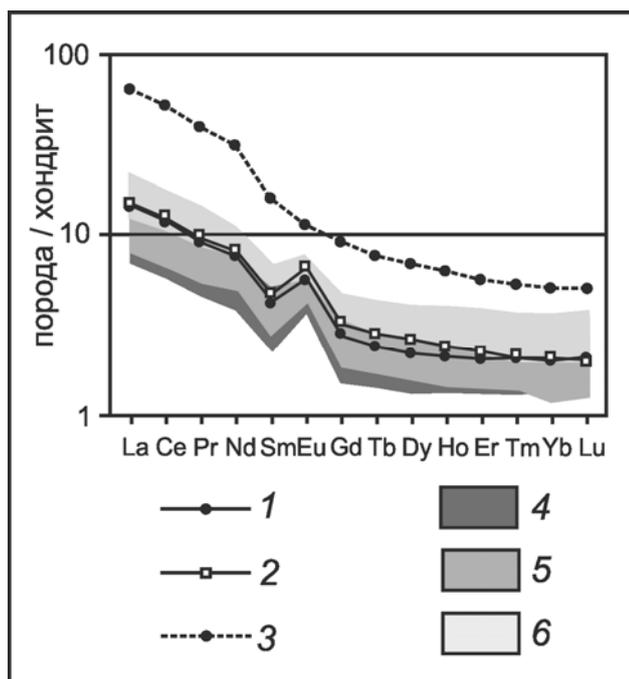


Рис. 1. Нормализованное к хондриту распределение РЗЭ (а) в породах массивов Вурэчуайвенч и Нюд-Поаз. 1 – мезократовый габбронорит платиносного рифа массива Вурэчуайвенч; 2 – лейкократовый габбронорит платиносного рифа массива Вурэчуайвенч; 3 – пегматоид плагиоклаз-амфибол-кварцевого состава из приподошвенной части массива Вурэчуайвенч; заливочные контуры: 4 – нориты юго-западной части массива Нюд-Поаз и габбронориты приподошвенной части массива Вурэчуайвенч; 5 – габбронориты средней части разреза массива Вурэчуайвенч; 6 – породы верхней части разреза массива Вурэчуайвенч.

Нормализующие факторы по [4, 5].

Для геохронологического изучения из индикативных пород МВ (метаморфизованных анортозитов и габброноритов расслоенного горизонта) были взяты пробы В-1 и

В-2, весом более 15 кг каждая. Проба В-1 – метаанортозит, с микронематогранобластовой структурой (первичная магматическая структура не сохранилась). Состав: клиноцоизит – 72%, плагиоклаз (андезин) – 20%, амфибол – 5%, кварц – 3%, лейкоксен – единичные зерна. Проба В-2 – метагаббронорит, участками – трахитоидный. Структура реликтовая гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из частично сосюритизированного плагиоклаза (60%) и амфиболов (40%). Плагиоклаз формирует таблитчатые, иногда деформированные кристаллы длиной до 2 мм. Амфиболы (актинолит, куммингтонит) развиваются по орто- и клинопироксену. Он образовывал короткопризматические кристаллы длиной до 4 мм и отдельные пойкилитовые кристаллы, в настоящее время полностью замещенные амфиболами.

Из обеих проб (В-1 и В-2) были выделены зерна акцессорных цирконов. Их U-Pb датирование осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований (ЦИИ) ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Цирконы из анортозита пробы В-1 имеют светло-розовый цвет и образуют вытянутые, практически нетрещиноватые, зональные кристаллы. Их размеры по удлинению от 200 до 300 мкм и более. Цирконы из габбронорита пробы В-2 представлены в основном обломками кристаллов светло-розового цвета, нетрещиноватыми, зональными. Размеры зерен по удлинению – 100 мкм (и менее), в редких случаях – до 200 мкм.

По 17 кристаллам из 2 проб проведено 20 локальных изотопных анализов. Все протатированные цирконы однородны. Подавляющее большинство полученных значений возраста субконкордантны. Древних унаследованных ядер в изученных зернах не обнаружено. Возраст цирконов из проб В-1 и В-2 имеет значения  $2507.9 \pm 6.6$  (В-1) и  $2504.2 \pm 8.4$  (В-2) Ма (рис. 2 а, б). Незначительная потеря радиогенного свинца, вероятно, связана с девонской тектоно-магматической активизацией северо-восточной части Фенноскандии.

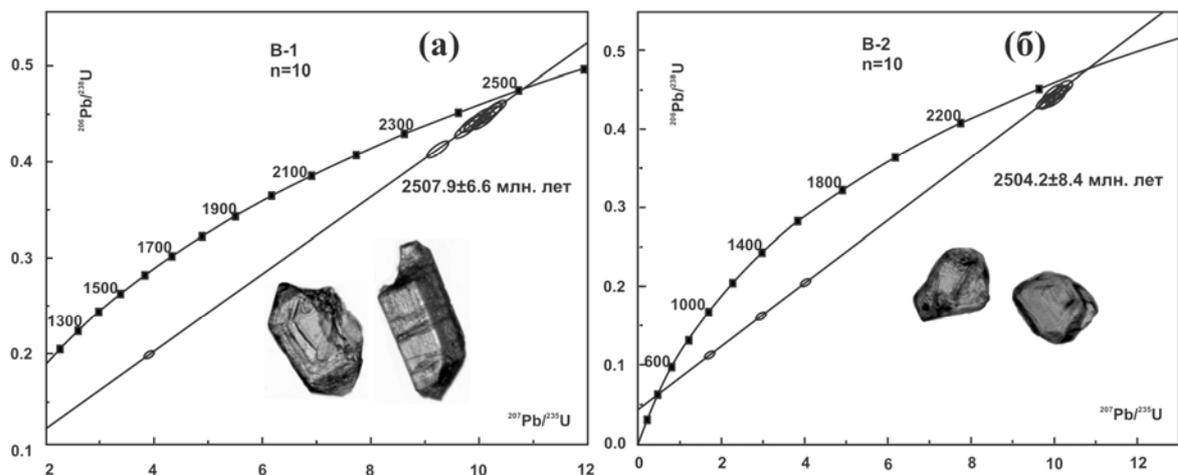


Рис. 2. U-Pb диаграммы с конкордией для проанализированных цирконов (SHRIMP-II) (а,б) из анортозитов (В-1) и габброноритов (В-2) массива Вурэчуайвенч. Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности  $2\sigma$ .

Возраст габбро-анортозитов МВ, определенный классическим U-Pb методом, составляет  $2497 \pm 21$  Ма [7], что близко к возрасту норитов массива Нюд-Поаз –  $2493 \pm 7$  Ма [3] и  $2504 \pm 1.5$  Ма [6].

Результаты изотопно-геохронологических U-Pb (SIMS (SHRIMP-II)) прецизионных исследований согласуются с результатами геологических наблюдений, по которым породы МВ наращивают общий разрез МРК и не оторваны от времени основного этапа его становления. Установлен синхронный возраст формирования пород МВ: анортозитов и габброноритов расслоенного горизонта из проб В-1 и В-2 ( $2507.9 \pm 6.6$  и  $2504.2 \pm 8.4$  Ма, соответственно). Важным является установление единства возрастных характеристик анортозитов и габброноритов из рудоносного рифа. Эти данные подтверждают нашу гипотезу, что анортозиты не являются самостоятельной фазой, а формировались совместно с габброноритами в ходе процессов внутрикамерной дифференциации и кристаллизации расплава. И также можно полагать, что и образование расслоенного горизонта и платиноносного рифа не связано с дополнительными магматическими инъекциями.

*Исследования проводились при финансовой поддержке грантов РФФИ 11-05-00061-а.*

### **Литература**

1. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. В сб.: Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С.70-78.
2. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития) / Под ред. Г.И. Горбунова. Л.: «Наука», 1982. 279 с.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2004, 177 с.
4. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology 120 (1995), pp. 223-253.
5. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Singapore Publ. Ltd., 1993. 352 p.
6. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian research. 1995. V.75. P.31-46.
7. T. Bayanova, J. Ludden and F. Mitrofanov Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geological Society, London, Special Publications, 2009, v. 323; p. 165-198

**«КИМБЕРЛИТОВЫЕ» ЦИРКОНЫ ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ  
КИМБЕРЛИТОВ КИМОЗЕРСКОЙ ПОСТРОЙКИ (КАРЕЛИЯ):  
МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ВОПРОСЫ  
ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

*Грибань Ю.Г.<sup>1,2</sup>, Самсонов А.В.<sup>1</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>3</sup>, Лепехина Е.Н.<sup>4</sup>*

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия, E-mail: *julie.griban@gmail.com*,  
<sup>2</sup>МГУ, г. Москва, Россия, <sup>3</sup>ИГДД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия,  
<sup>4</sup>ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия

Обсуждаются вопросы происхождения глубинных цирконов, вынесенных палеопротерозойскими кимберлитами Кимозерской постройки. Большинство цирконов составляют крупные кристаллы изометричной формы с многочисленными мелкими гранями и схожи с кимберлитовыми цирконами, описываемыми для алмазоносных кимберлитов мира. По результатам минералогических, геохимических и U-Pb изотопно-геохронологических исследований цирконы разделены на две генетические группы. Группа 1, ксеногенные цирконы, кристаллизовались не позднее 2.4 млрд лет назад и представлены осцилляторно зональными кристаллами (реликты магматических цирконов) и кристаллами и каймами незональных цирконов, кристаллизация которых связывается с гранулитовым метаморфизмом на рубеже 2.4 млрд лет. Цирконы этого возраста часто фиксируются среди глубинных ксенокристов, вынесенных на поверхность разновозрастными мантийными породами в восточной части Балтийского щита, что, вероятно, отражает масштабный эпизод интенсивной термальной переработки нижней коры при подъеме плюма 2.5–2.4 млрд лет назад. Группа 2, возможно, кимберлитовые цирконы, однородны, кристаллизовались 1986±4 млн лет назад и по оптическим и геохимическим характеристикам близки к кимберлитовым цирконам, образование которых связывают с метасоматической переработкой мантийного субстрата протокимберлитовым расплавом. Такая интерпретация согласуется с возрастной позицией кимберлитов Кимозерской постройки по отношению к вулканогенно-осадочным толщам Онежской структуры, и поддерживается данными о существовании близких по возрасту проявлений щелочно-ультраосновного карбонатитового магматизма в северо-западной части Карельском кратоне (1999 ± 5 млн лет).

**MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND U-Pb GEOCHRONOLOGY  
OF 'KIMBERLITIC' ZIRCONS FROM PALEOPROTEROZOIC KIMOZERO KIMBERLITES (KARELIA)**

*Griban J.G.<sup>1,2</sup>, Samsonov A.V.<sup>1</sup>, Salnikova H.B.<sup>3</sup>, Lepehina H. N.<sup>4</sup>*

<sup>1</sup>IGEM RAS, Moscow, Russia, E-mail: *julie.griban@gmail.com*,  
<sup>2</sup>MSU, Moscow, Russia, <sup>3</sup>IPGG RAS, Saint Petersburg, Russia, <sup>4</sup>VSEGEI, Saint Petersburg, Russia

The origin of xenocrystic zircons from Paleoproterozoic Kimozero kimberlites is in discussion. Most of zircons are represented as large isometric and soccer-ball shape crystals as those which was described for kimberlites all over the world. The two genetic groups of zircon were revealed by mineralogical, geochemical and U-Pb geochronological investigations. Zircons of the Group 1 are regarded as xenocrystals and formed no later than 2.4 Ga ago. In most cases they show homogenous internal structure, but sometimes there are oscillatory zoned cores surrounded by homogenous rims. This kind of zircons also found within lower crustal xenoliths. Crystallization of these zircons probably related with granulite metamorphism occurring 2.4–2.5 Ga ago as part of large-scale intense thermal reworking of lower crust by

rising plum under Eastern part of Baltic shield. Zircons of the Group 2 are homogeneous as well. They have the age of  $1986 \pm 4$  Ma. Their mineralogical and geochemical characteristics are comparable with kimberlitic zircon megacrysts. Thus, they possibly genetically engaged with kimberlite formation while metasomatic interaction between protokimberlite magma and mantle source. This interpretation agreed with spatial position of Kimozero kimberlites to the hosted volcano-sedimentary series of the Onega structure and also supported by the data of the alkaline-ultrabasic carbonatite magmatism in the North-Western part of the Karelian craton  $1999 \pm 5$  Ma ago.

Обсуждаются вопросы происхождения глубинных цирконов, вынесенных палеопротерозойскими кимберлитами Кимозерской постройки (Онежская структура, Карелия). Основой для генетических реконструкций служат результаты минералогических, геохимических и U-Pb изотопно-геохронологических исследований цирконов, выделенных из матрикса кимберлитовых брекчий.

Содержания редких элементов были определены на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН. Температура кристаллизации цирконов была рассчитана по концентрациям Ti [8]. U-Pb изотопные исследования были проведены TIMS методом по единичным зернам в ИГГД РАН и SIMS методом на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Большинство цирконов во всех изученных образцах кимберлитов составляют кристаллы изометричной, иногда слабо удлиненной, формы с многочисленными мелкими гранями, размером от 100 мкм до 1000 мкм (рис. 1а), по облику они схожи с кимберлитовыми цирконами [3]. Большая часть цирконов имеет однородное внутреннее строение и равномерную светло-серую окраску на катодолюминесцентных изображениях. В некоторых кристаллах присутствуют ядра, представленные фрагментами осцилляторно зональных цирконов.

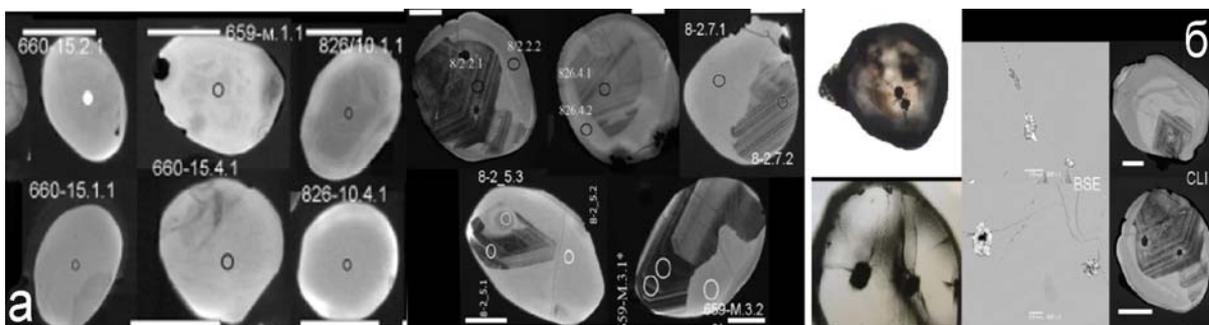


Рис. 1. а) катодолюминесцентное изображение группы однородных цирконов и цирконов с осцилляторно зональными ядрами. Кругами показаны места геохимического анализа. Масштабная линейка – 100 мкм; б) включения в ореоле распыленного вещества, находящиеся внутри осцилляторных ядер.

Ядра цирконов с осцилляторной зональностью составляют от <5 до 50-90 об.% зерна. Иногда грани и ребра этих цирконов сохранены, но в большинстве случаев ядра представлены обломками с неровными границами. По мнению большинства исследователей, наличие осцилляторного типа зональности служит указанием на кристаллизацию циркона из расплава [3]. В пользу магматического происхождения ядер цирконов свидетельствуют их геохимические характеристики – высокие Th/U отношения и сильно обедненные легкими лантаноидами спектры РЗЭ с резкой положительной аномалией Ce (рис. 2в), а также присутствие в них расплавных включений (рис. 1б). Характерные

для осцилляторно-зональных цирконов низкие концентрации элементов-примесей, U, Th и РЗЭ, предполагают геохимически обедненный характер материнской магмы, возможно, базальтового состава.

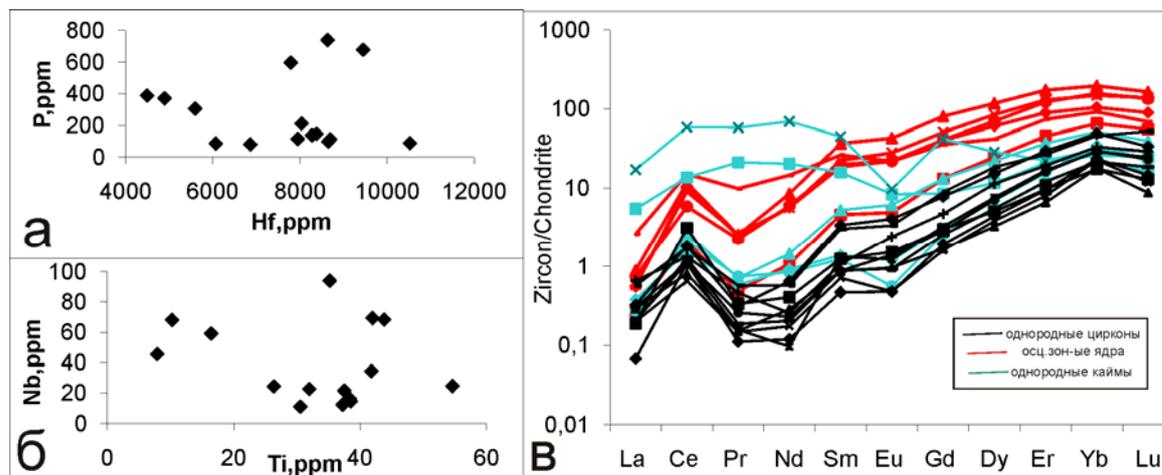


Рис. 2. а) вариации содержаний Hf, P, Ti, Nb в однородных цирконах; б) распределение REE в цирконах.

Слабые аномалии Eu в спектрах РЗЭ показывают, что ядра цирконов кристаллизовались из расплава, не претерпевшего селективного обеднения Eu, которое обычно связывают с резко восстановительными условиями кристаллизации или массовой кристаллизацией плагиоклаза [2]. Вероятно, происходило ограничение кристаллизации плагиоклаза за счет высокого давления, поскольку наблюдаемая в ядрах цирконов слабая фракционированность тяжелых лантаноидов ( $Gd_N/Yb_N$  от 0.2 до 0.4) дает основания говорить о существенной роли граната в равновесии с расплавами, из которых кристаллизовались цирконы [9]. К тому же, на условия изначально высокого давления указывает присутствие в изученных цирконах взорванных расплавных включений (рис. 1б), которые могут отражать очень быстрый сброс давления в каплях закаленного расплава, изолированных в цирконах, при их транспортировке кимберлитами из нижней коры.

По всей совокупности признаков можно предполагать, что осцилляторно-зональные цирконы имеют магматический генезис и кристаллизовались из обедненного, возможно, базальтового расплава. Оценки температуры их кристаллизации по титану в цирконе дают температуры в диапазоне 850–1000 °С.

Цирконы, однородные по оптическим характеристикам и не имеющие зональности, представлены самостоятельными кристаллами и каймами в полифазных кристаллах. Эти цирконы имеют широкие вариации концентраций легких РЗЭ, Hf, Ti, P и Nb (рис. 2) и, возможно, представляют два генетических типа.

Однородные цирконы первого типа по морфологическим, оптическим и геохимическим особенностям близки к цирконам из кимберлитов, кристаллизацию которых связывают с метасоматической переработкой мантийного субстрата протокимберлитовым расплавом [7]. Эти цирконы характеризуются умеренными Th/U отношениями (0.2-0.5), сильно фракционированными спектрами РЗЭ с обогащением тяжелыми лантаноидами и резкими положительными аномалиями Ce (рис. 2в). Следует отметить, однако, что по сравнению с кимберлитовыми, исследуемые цирконы отличаются еще большим обеднением U (менее 15 ppm), Th (менее 5 ppm), а так же РЗЭ ( $\square REE \sim 20$  ppm).

Однородные цирконы второго типа близки к т.н. «гомогенным» цирконам из нижнекорковых ксенолитов, образование которых связывают с метаморфической твердофазной перекристаллизацией предшествующих протолитовых цирконов [5]. Такой механизм образования дает возможность объяснить их геохимическую гетерогенность и присутствие однородных цирконов в виде оболочек и кристаллов с реликтами осцилляторных ядер разной степени сохранности. В пользу метаморфического генезиса свидетельствуют также расчеты температуры образования цирконов по Ti 750–900 °С, что согласуется с аналогичными данными для гранулитовых цирконов [6].

Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен однородных цирконов первого и второго типа позволяют разделить их на две возрастные группы – с возрастом  $1986 \pm 4$  млн лет и  $2406 \pm 6$  (рис. 3а). Две возрастные группы около 2.0 млрд лет и в интервале 2.2-2.4 млрд лет также выделяется при U-Pb изотопных исследованиях однородных и полифазных цирконов SIMS методом (рис. 3б). Причем здесь каждая группа включает однородные цирконы самостоятельных кристаллов и оболочек, и осцилляторно-зональные цирконы из ядер.

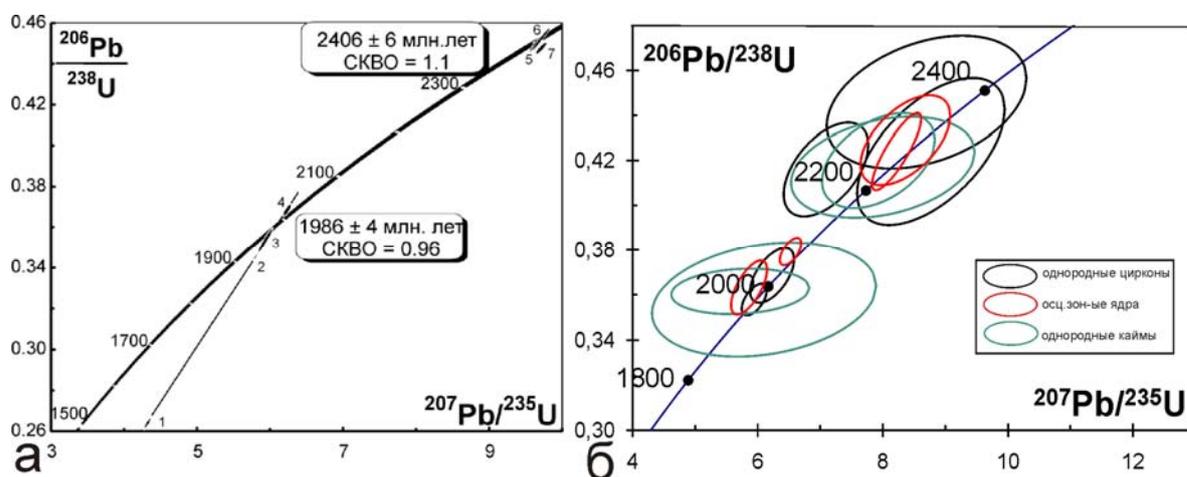


Рис. 3. а) диаграмма Аренса-Везерила для цирконов, вынесенных кимозерскими кимберлитами. Результаты геохронологического исследования TIMS методом по единичным зернам однородных цирконов; б) результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований полифазных цирконов из Кимозерских кимберлитов SIMS методом на SHRIMP II.

Следует отметить, однако, что все попытки раздельного U-Pb датирования осцилляторно-зональных цирконов из ядер и однородных цирконов из оболочек не выявили их значимых и устойчивых возрастных различий в объеме индивидуальных кристаллов (рис. 4). При этом осцилляторные цирконы из разных полифазных кристаллов, умеренно дискордантные (disc. 2-4%), значимо различаются по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастам (от 1.9 до 2.2 млрд лет). Это подталкивает к выводу о том, что U-Pb изотопные данные по полифазным кристаллам отражают разную степень «обновления» в осцилляторных ядрах цирконов U-Pb изотопной системы в ходе наложенных процессов.



- tolith igneous zircon // *J. Metamor Geol.* 2000. №18. P. 423-439.
6. Koreshkova M. Yu., Downes H., Nikitina L. P., Vladykin N. V., Larionov A. N., Sergeev S. A. Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia // *Precambrian Research* 2009;168:197-212.
  7. Page F.Z., Fu B., Kita N.T., Fournelle J., Spicuzza M.J., Schulze D.J., Viljoen F., Basei M.A.S., Valley J.W. Zircons from kimberlite: new insights from oxygen isotopes, trace element, and Ti in zircon thermometry // *Geochim Cosmochim Acta.* 2007 №71:3887-3903.
  8. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib Mineral Petrol.* 2006.151:413-433.
  9. Whitehouse MJ, Platt JP. Dating high-grade metamorphism—constraints from rare-earth elements in zircon and garnet // *Contrib Mineral Petrol.* 2003. 145: 61-74.

## КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ МАНТИЙНЫХ САЛУКИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИИ РАДИОГЕННЫХ ИЗОТОПОВ Hf И Nd

*Егорова Ю.С.<sup>1</sup>, Лохов К.И.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *ax-ox-yx@mail.ru*,  
<sup>2</sup> СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *Kirill\_Lokhov@vsegei.ru*

Проведен совместный анализ изотопного состава Hf и Nd санукитоидов Финляндии с использованием литературных данных. На диаграмме  $\epsilon Nd(T)$  vs  $\epsilon Hf(T)$  многие составы лежат ниже области «terrestrial array». К этому могло привести как наследование цирконами низкого отношения  $^{176}Hf/^{177}Hf$  от захваченных зерен, так и меньшая чувствительность изотопной системы Nd санукитоидов к контаминации коровым материалом по сравнению с изотопной системой Hf.

Гетерогенность в изотопном составе Hf и Nd в пределах одной пробы свидетельствует о том, что процессы мантийно – корового взаимодействия (смешения и/или ассимиляции) не могли быть связаны с субдукционной обстановкой, в условиях которой должна была произойти гомогенизация изотопно-геохимического состава. Более вероятно, что эти процессы происходили во время подъема и фракционной кристаллизации санукитоидных расплавов, а не в источнике.

## CRUSTAL CONTAMINATION OF MANTLE-DERIVED SANUKITOID MELTS ACCORDING TO Hf AND Nd RADIOGENIC ISOTOPE DATA

*Egorova Yu.S.<sup>1</sup>, Lokhov K.I.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> IPGG RAS, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *ax-ox-yx@mail.ru*,  
<sup>2</sup> SPbU, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *Kirill\_Lokhov@vsegei.ru*

We have analyzed the Nd and Hf isotope composition of Finnish sanukitoids by some literature data. Most of these plot below the «terrestrial array» in the diagram  $\epsilon Nd(T)$  vs  $\epsilon Hf(T)$ . Two possible reasons could cause this: (1) zircons inherited a low ratio  $^{176}Hf/^{177}Hf$  from the trapped ancient grains; (2) sanukitoids Nd isotope system is less sensitive to contamination by old crustal material compared to the isotopic systems of Hf.

Heterogeneity in the Nd and Hf isotope composition in the range of one sample indicates that the processes of mantle – crust interaction (mixing or/and assimilation) could not be related to the subduction setting, in which isotopic and geochemical composition in the source should be homogenized. It is more likely that these processes occur during the rise and fractional crystallization of sanukitoid melts, and not in their deep source.

Санукитоиды – неархейские высокомагнезиальные породы повышенной щелочности, варьирующие по содержанию  $SiO_2$  от 40 до 72% (преимущественно, 55–65%). Они обогащены Ba, Sr, K и LREE по сравнению с типичными архейскими ТТГ породами [6, 8]. Наиболее популярная модель предполагает формирование санукитоидных расплавов в два этапа. 1) Метасоматоз мантии в зоне субдукции расплавами и флюидами, отделившимися от погружающейся литосферной плиты. 2) Частичное плавление обогащенного мантийного источника [6]. Все коровые характеристики санукитоидов (по-

ниженные значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  и  $\epsilon\text{Hf}(T)$ , повышенные –  $\mu$  и др) многими исследователями объясняются корово-мантийным смещением в источнике [4]. Тогда как процессы контаминации во время внедрения в верхние уровни коры в большинстве случаев игнорируются из-за сильного обогащения санукитоидов почти всеми редкими элементами в сравнении с породами коры [4, 6].

В данной работе анализируется изотопный состав Nd и Hf санукитоидов Финляндии [4]. Большая часть из рассмотренных интрузий имеет пониженные (относительно деплетированной мантии (DM)) значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  и  $\epsilon\text{Hf}(T)$ , которые свидетельствуют о вкладе корового вещества в их состав. Целью нашего исследования было разобраться в том, какие условия и процессы могли привести к появлению коровых характеристик в первично мантийных составах санукитоидов.

Давно установлено, что Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы имеют сходное поведение в магматических процессах [9, 10]. Это связано с тем, что в условиях плавления Nd и Hf более совместимы с расплавами, чем Sm и Lu. Поэтому в большинстве магматических пород наблюдается строгая положительная корреляция между начальным изотопным составом Nd и Hf. Было установлено, что большая часть пород как осадочного, так и магматического происхождения на диаграмме  $\epsilon\text{Nd}(T)$  vs  $\epsilon\text{Hf}(T)$  выстраивается вдоль линии  $\epsilon\text{Hf}(T) = 1.36 \cdot \epsilon\text{Nd}(T) + 2.95$ , при ширине  $\epsilon\text{Hf}(T) \pm 3$ , которая получила название «terrestrial array» (далее ТА) [10].

На диаграмму  $\epsilon\text{Nd}(T)$  vs  $\epsilon\text{Hf}(T)$  были нанесены данные о санукитоидах Финляндии, для которых изотопный состав Hf был измерен в единичных зернах циркона, а состав Nd - для породы в целом [4]. Как видно на рис. 1, большая часть точек ложится ниже области ТА. При этом точки двух образцов, для которых был измерен изотопный состав и Nd, и Hf для породы в целом [9], лежат внутри этой области. Рассмотрим причины, которые могли привести к отклонению составов цирконов от области ТА.

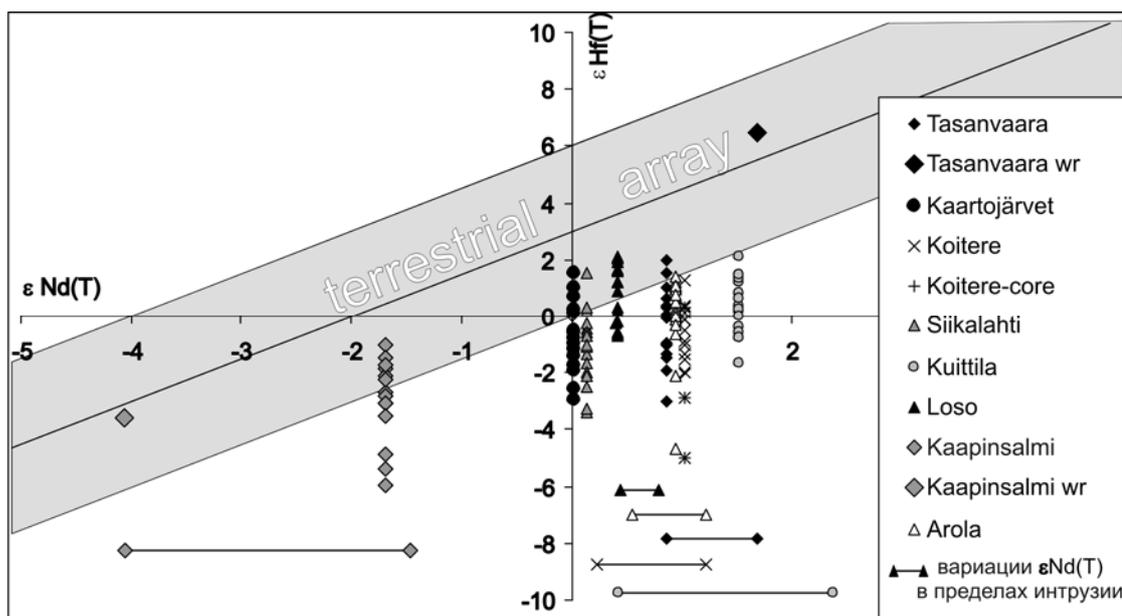


Рис. 1. Диаграмма  $\epsilon\text{Nd}(T)$  vs  $\epsilon\text{Hf}(T)$  для санукитоидов Финляндии.

Одной из причин может быть их ксеногенная природа. Потому как циркон имеет высокие коэффициенты распределения для Hf и низкие для Lu, то есть низкое отношение  $Lu/Hf < 0.005$ , со временем в нем накапливается меньше радиогенного  $^{176}Hf$ , чем в других минеральных фазах и породе в целом. В результате линия эволюции изотопного состава циркона на диаграмме  $\epsilon Nd(T)$  vs  $\epsilon Hf(T)$  будет иметь более крутой наклон, чем область ТА, внутри которой лежат линии эволюции изотопного состава большей части магматических пород [9]. Следовательно, чем древнее захваченный циркон, тем больше его состав будет смещен вниз относительно области ТА. Такой «цирконовый эффект» наблюдается в зрелых осадках, в которых накапливается преимущественно кварц и разновозрастные цирконы. Именно древние детритовые цирконы и обеспечивают более низкие значения  $\epsilon Hf(T)$  относительно  $\epsilon Nd(T)$  и сползание составов зрелых осадков ниже области ТА на диаграмме  $\epsilon Nd(T)$  vs  $\epsilon Hf(T)$  [10].

То, что часть цирконов санукитоидов Финляндии может быть результатом частичной или полной перекристаллизации ксеногенных зерен подтверждается присутствием в некоторых из них древних ядер [3, 5].

Другой вероятной причиной расположения составов цирконов ниже (правее) области ТА может быть меньшая чувствительность изотопной системы Nd, по сравнению с изотопной системой Hf цирконов, к контаминации материалом коры. Это связано с тем, что санукитоиды обогащены LREE (следовательно, и Nd) по сравнению с породами коры, тогда как содержания Hf и HREE (следовательно, и Lu) в верхней коре и санукитоидах сходны. Это предположение подкрепляется отрицательной разницей между  $T_{Nd}(DM)$  и  $T_{Hf}(DM)$  для всех точек, лежащих вне области ТА, тогда как для обычных магматических пород эта разница обычно положительная [1, 9].

Цирконы Куйтила и Койтере содержат разновозрастные ядра (в том числе  $> 3$  млрд лет), рассчитанные для них значения  $T_{Hf}(DM) > 2.9$  млрд лет, тогда как  $T_{Nd}(DM)$  (здесь и далее рассчитано по [2]) не превышает 2.89 млрд лет [4]. Источником ксенногенных цирконов в санукитоидах могли быть как древние породы верхней коры, так и зрелые терригенные осадки, которые в процессе контаминации должны были оказать влияние и на изотопную систему Nd. Так как изотопный состав Hf циркона большей частью наследуется от древних захваченных зерен, а изотопный состав Nd породы является результатом смешения исходных мантийного и корового составов, происходит нарушение ТА-корреляции между  $\epsilon Nd(T)$  и  $\epsilon Hf(T)$ . Такое же объяснение можно применить и к остальным санукитоидам Финляндии (за исключением Каапинсалми) для которых также отмечается присутствие унаследованных ядер в цирконах [3, 5]. Для санукитоидов Тасанваары этот вывод подтверждается и тем, что порода в целом, имеет более высокое значение  $\epsilon Hf(T)$  [9], чем цирконы.

Расчет смешения на основе изотопного состава Nd и химического состава пород, показал, что вариации в составе санукитоидов Арола, Тасанваара и Куйтила могут быть объяснены разной степенью контаминации (0–30%) мантийных санукитоидных расплавов ( $\epsilon Nd(T) \approx DM$ ) древними породами ТТГ – состава. Для получения изотопного состава Nd остальных рассматриваемых санукитоидов требуется вклад древнего корового материала ТТГ – состава от 40 до 80%. Можно предположить, что в данных случаях происходило частичное смешение (в разных пропорциях) санукитоидного и корового (из древнего источника) расплавов при совместном подъеме и внедрении в верхнюю кору. Это вполне вероятно, потому как на территории Финляндии становление сануки-

тоидных интрузий совпадает по времени с ТТГ плутонизмом [5, 7]. Существенный вклад коровой компоненты в состав санукитоидов Койтере подтверждается высоким начальным отношением  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  ( $\mu$ ) = 10.8.

Цирконы Каапинсалми имеют самые низкие отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , а также  $\varepsilon\text{Nd}(T)$  для породы в целом, по сравнению с другими рассматриваемыми санукитоидами. Для пород Каапинсалми получено начальное значение  $\mu \geq 11$  [4]. Их модельный возраст ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  и  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ ) древнее 2.9 млрд лет. Все это свидетельствует о древнем верхнекоровом источнике для этих пород. С другой стороны, они характеризуются высокой магнезиальностью (ср. 0.57), содержанием  $\text{Cr}_{\text{ср.}}$  – 144 ppm, что возможно только для пород мантийного происхождения. Расчеты показали, что получить такие составы возможно при смешении мантийного санукитоидного расплава с коровым расплавом из древнего источника (с  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) > 3$  млрд лет) в соотношениях от 2:3 до 1:4. Интересно, что, не смотря на все свидетельства участия древней коры в их формировании, в санукитоидах Каапинсалми не обнаружено древних ядер в цирконах. Это может быть объяснено потерей древними цирконами радиогенного Pb, при сохранении изотопного состава Hf (который в отличие от Pb входит в кристаллическую решетку). Это возможно, если температура расплава была в пределах 1000–1400 °С, что выше температуры закрытия U-Pb системы в цирконе, но ниже температуры его плавления. В этом случае, U-Pb возраст циркона будет близок к возрасту кристаллизации массива, а изотопный состав Hf будет отражать возраст источника циркона.

#### Выводы.

На положение составов санукитоидов на диаграмме  $\varepsilon\text{Nd}(T)$  vs  $\varepsilon\text{Hf}(T)$  под линией ТА повлияли как наследование цирконами изотопного состава Hf от захваченных зерен, так и меньшая чувствительность изотопной системы Nd санукитоидов к контаминации древним коровым материалом по сравнению с изотопной системой Hf.

Источником ксенногенных цирконов, с пониженным отношением  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , в составе санукитоидов могли быть как древние породы верхней коры, так и зрелые терригенные осадки. Для того чтобы получить изотопный состав Nd санукитоидов Финляндии, для разных интрузий вклад древней верхней коры ТТГ – состава в мантийные санукитоидные расплавы должен составлять от 0-30 до 60–80%.

Гетерогенность в изотопном составе Hf и Nd в пределах одной пробы свидетельствует о том, что процессы мантийно – корового взаимодействия (смешения и/или ассимиляции) не могли быть связаны с субдукционной обстановкой, в условиях которой должна была произойти гомогенизация изотопно-геохимического состава. Более вероятно, что эти процессы происходили во время подъема и фракционной кристаллизации санукитоидных расплавов, а не в источнике.

#### Литература

1. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы). // Региональная геология и металлогения, 38, 2009, с.62-72.
2. DePaolo, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V.291. P. 193–196.
3. Heilimo, E., Halla, J., Huhma, H. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. Lithos. 2011. 121, 87-99.
4. Heilimo, E., Halla, J., Andersen, T., Huhma, H. Neoproterozoic crustal recycling and mantle me-

- tasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotopic evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield // Precambrian Research. In press. Доступно online со 2 февраля 2012.
5. Käpyaho, A., Mänttari, I. & Huhma, H. Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks. Precambrian Research. 2006.146, 95–119.
  6. Kovalenko, A.V., Clemens, J.D., and Savatenkov, V.M. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data on the sanukitoid intrusions of Karelia, Baltic Shield: implications for their genesis and lithospheric evolution // Lithos. 2005. V.79. P. 147-160.
  7. Mikkola P., Huhma H., Heilimo E., Whitehouse M. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. Lithos. 2011.125. P. 287-307.
  8. Shirey, S.B., Hanson, G.N., 1984. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. Nature 310, 222-224.
  9. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarede F. Relationships between Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system // Earth and Planetary Science Letters.1999. V. 168. P. 79–99.
  10. Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. N. 19. P. 3713–3733.

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД КЯХТИНСКОГО СИЛЛИМАНИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*Избродин И.А., Рипп Г.С. Посохов В.Ф.*

ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, E-mail: [isbrodin@rambler.ru](mailto:isbrodin@rambler.ru), [ripp@gin.bsc.ru](mailto:ripp@gin.bsc.ru)

В работе приведены результаты изотопного состава (О, Н) минералов из гнейсов и метаморфизованных высокоглиноземистых пород Кяхтинского силлиманитового месторождения, позволяющие оценить состав флюидов, их источник, и условия образования. Проведена оценка температур по изотопно-кислородным термометрам, показавшая, что породы образовались в интервале 588–713 °С. Отношения изотопов водорода в слюдах (–188,9...–208,7‰ δD) в совокупности с деплетированными значениями по кислороду свидетельствуют об участии при метаморфизме метеорных вод. Порядок распределения изотопного состава в сосуществующих минералах из силлиманитовых сланцев выглядит следующим образом: (рутил (–7.63) → титаногематит (–7.2) → лазулит II (–4.6) → мусковит (–3.57) → силлиманит (–2.68) → кварц (–0.75).

The oxygen and hydrogen isotopic composition in minerals from sillimanite-bearing schists and host biotite-amphibole gneisses in the Kyakhtinskoe ore deposit was studied. The oxygen isotope temperatures of metamorphic rock were calculated for quartz-mineral pairs are 588 to 713 °C. The relationship of δ D in micas (from –188,9 to –208,7‰ δD) and depleted δ<sup>18</sup>O suggests that meteoric fluids were participated during metamorphism. The order of isotopic δ<sup>18</sup>O distribution in coexisting minerals is the following: rutile(–7.63) – titanohematite (–7.2) – lazulite II (–4.6) – muscovite (–3.57) – sillimanite (–2.68) – quartz (–0.75).

В отношении генезиса андалузит, кианит- и силлиманитсодержащих пород Юго-Западного Забайкалья существует две модели. Одна из них рассматривает эти породы как продукт высокотемпературного метаморфизма кор выветривания богатых глиноземом [1]. Другая, предполагает, что они образованы в результате контактово-метасоматического преобразования кислых вулканитов по механизму «вторичных кварцитов», идущих в условиях повышенных температур и давлений [2].

Изученные силлиманитсодержащие сланцы представлены серией линз мощностью до 40 м, протягивающихся по простиранию на сотни метров – первые километры. Возрастной диапазон образования силлиманитовых сланцев (Rb-Sr и U-Th-Pb метод SHRIMP II по циркону) составил 138–129 млн лет [3]. Сланцы переслаиваются с биотитовыми, биотит-силлиманитовыми гнейсами и постепенно переходят во вмещающие породы. Гнейсограниты и гнейсы занимают 75% площади месторождения. Среди них выделяются биотитовые, роговообманковые разности. Структура гнейсогранитов грабнобластовая с элементами лепидобластовой и пойкилобластовой. Породы сложены калиевым полевым шпатом (30–55%), плагиоклазом (10–40%), кварцем (25–40%), биотитом (1–6%), мусковитом (до 3%). Среди аксессуарных минералов присутствуют апатит (до 3%), титанит (1%), гранат (до 3%), рутил (до 1,5%).

Метаморфическая толща, участками мигматизирована, содержит большое количество пегматитовых и аплитовых жил. По составу сланцы подразделены на силлиманит-

кварцевые и силлиманит–полевошпат-кварцевые с переменными содержаниями слюд. Они характеризуются тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием слоев, обогащенных силлиманитом или кварцем. Структура их меняется от фиброгранобластовой до фибробластовой, нередко она сноповидная, метельчато–лучистая или волокнистая. В породах также отчетливо выражена сланцеватая текстура, которая проявляется в параллельной ориентировке зерен силлиманита и кварца. По химическому составу они являются высокоглиноземистыми, кремнистыми и малоизвестковистыми нормальными в отношении щелочей. Средний состав пород: кварц – 50–80%, силлиманит – 15–50%, мусковит до 5%, рутил 1–3%. Изученные породы являются полиметаморфическими образованиями, в которых на минеральные ассоциации прогрессивного этапа наложены парагенезисы регрессивного метаморфизма. Для первой характерны силлиманит, мусковит, кварц, рутил, полевые шпаты, биотит, магнетит, лазулит, троллеит, вагнерит. В регрессивную стадию сформировались андалузит, диаспор, кварц, пирофиллит, аугелит, скорцалит, монацит, ксенотим, гоацит, горсейксит, крадаллит, вашегит, вудхаузеит, сванбергит, сульфатсодержащий апатит, барит, а также мусковит, лазулит и рутил поздней генерации [1]. P-T параметры пород, оцененные по минеральным термометрам и барометрам, дают значения, в 620–650 °C и 5.2–6.8 кбар [3].

Для изучения изотопных составов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  были отобраны образцы из кварц-мусковит-силлиманитовых сланцев и вмещающих их биотит-амфиболовых гнейсов. Измерения изотопного состава кислорода и водорода в данной работе были проведены на прецизионном масс-спектрометре Finnigan MAT-252 фирмы Finnigan GmbH (Германия) в ДВГИ ДВО РАН. При анализах использовался внутрилабораторный стандарт, откалиброванный по международным стандартам VSMOW, SLAP и GISP. Методика протестирована на международном (NBS-28) и внутреннем стандартах. Погрешность анализа 1  $\sigma$  по кислороду  $\pm 0.15\%$  и по водороду  $\pm 1.12\%$ . Часть анализов определения кислорода выполнена в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finnigan MAT-253 в режиме двойной системы напуска для кислорода в силикатах. Погрешность полученных значений составила не более 0.2%. Калибровка для силикатов осуществлялась по международным стандартам NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит).

Результаты исследований приведены в таблице. Они выявили, что для всех проанализированных минералов характерны отрицательные значения  $\delta^{18}\text{O}$ . Среди силлиманита выделено два морфологических типа. Первый из них слагает силлиманит слагает пучки игольчатых зерен, фибролитовых агрегатов, скопления призматических кристаллов. Изотопный состав кислорода его лежит в интервале  $-2.0 \dots -2.36\%$   $\delta^{18}\text{O}$ . Во втором кислород несколько легче ( $-3.68\%$   $\delta^{18}\text{O}$ ) и близок к значениям в мусковите ( $-3.57\%$   $\delta^{18}\text{O}$ ). Этот силлиманит образует маломощные (от нескольких мм до 1–2 см) мономинеральные, либо в тесном срастании с мусковитом прожилки ориентированные параллельно полосчатости пород.

Изотопный состав кислорода в кварце изучен силлиманитсодержащих породах и биотит-амфиболовых гнейсах. В первом случае состав его варьирует в интервале  $-0.40 \dots -1.31\%$   $\delta^{18}\text{O}$  (таблица). К числу фосфатных минералов прогрессивной стадии относится ранняя генерация лазулита. Он встречен в виде неравномерной вкрапленности в силлиманитовых породах, где ассоциирует с мусковитом, рутилом и титаногематитом и имеет значения  $-1.80\%$   $\delta^{18}\text{O}$ . Лазулит регрессивной стадии встречается в виде

небольших гнезд (до 1–1,5 см.), мелких кристаллов остропирамидальной формы и мало мощных прожилков приуроченных к зонам дробления пород. Изотопный состав кислорода его заметно легче лазулита первой генерации ( $-4.03 \dots -5.16 \delta^{18}\text{O}\text{‰}$ , SMOW). Мусковит, титаногематит и рутил в породах имеют еще более легкий кислород ( $-5.16 \dots -7.56\text{‰} \delta^{18}\text{O}$ ). Кислород в биотит-амфиболовом гнейсе близок к этому интервалу, и только в кварце установлены более низкие значения ( $-12.97\text{‰} \delta^{18}\text{O}$ ). Значения  $\delta\text{D}$  в изученных слюдах характеризуются высокой деплетированностью дейтерием ( $-188,9 \dots -208,7\text{‰} \delta\text{D}$ ).

Таблица.

**Состав изотопов кислорода и водорода в изученных минералах**

№ обр.	порода	Минерал	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ SMOW	$\delta \text{‰}$ DSMOW
К /06	Кварц-силлиманитовый сланец	Силлиманит I	-2.00	
К /06		Кварц	-0.40	
1/02	Силлиманитсодержащий кварцит	Кварц	-1.10	
15/02		Титаногематит	-7.20	
К /06	Кварц-силлиманитовый сланец	Лазулит I	-1.80	
Кя-1		Кварц	-1.31	
Кя-1		Силлиманит	-2.36	
Кя-1*		Рутил	-7.70	
Кя-1*		Лазулит II	-5.16	
Кя-20036*		Рутил	-7.56	
Кя-20036*		Силлиманит II	-3.68	
Кя-20036*		Мусковит	-3.57	-208,7
Кя-20036*		Лазулит II	-4.03	
Кя-23		Пегматит	Биотит	
Кя-235*	Биотит-амфиболовый гнейс	Кварц	-12.97	
Кя-235*		Магнетит	-5.64	
Кя-235*		Апатит	-4.15	
Кя -235		Биотит		-200,6

\* анализы выполнены в ГИН СО РАН.

Изотопно-геохимические исследования показали деплетированность тяжелым кислородом всех метаморфических минералов. Температуры прогрессивного этапа высокоглиноземистых пород согласно изотопно-кислородным термометрам для пар кварц – гематит [4] – 713 °С, а кварц- силлиманита [5] – 805 °С. В целом порядок распределения изотопного состава кислорода в сосуществующих минералах выглядит следующим образом: (рутил (-7.63) → титаногематит (-7.2) → лазулит II (-4.6) → мусковит (-3.57) → силлиманит (-2.68) → кварц (-0.75) и находится в соответствии с равновесным фракционированием, отмеченным для метаморфических пород [6].

Величины  $\delta^{18}\text{O}$  биотит-амфиболовых гнейсов находятся в интервале -4.15...-12.97‰, заметно отличаются от значений для силлиманитсодержащих сланцев. По распределению состава кислорода между кварцем и магнетитом рассчитана температура в 588 °С, что несколько ниже, чем максимальные температуры полученные по амфиболовому геотермометру.

Деплетированность тяжелым кислородом и дейтерием силлиманитсодержащих сланцев и гнейсов указывает на участие в процессах метаморфизма метеорных вод. Аналогичные отрицательные значения изотопов кислорода (-10...-2‰  $\delta^{18}\text{O}$ ) зафиксированы в эклогитах и сланцах метаморфического комплекса Даби-Сулу, Китай [7], а аномально низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (до -26.4‰ в гранате, -22.5‰ в корунде) и водорода  $\delta\text{D}$  (до -216‰ в амфиболе) известны в корундовых проявлениях Карелии [8, 9, 10]. В связи с этим можно полагать, что участие метеорных вод в метаморфических процессах не столь уж редкое явление. По крайней мере, аналогичная облегченность составов, как кислорода, так и водорода нами установлена на нескольких участках метаморфизованных высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-31001, № 11-05-00324)*

#### **Литература**

1. Избродин И.А., Рипп Г.С., Карманов Н.С. Фосфатная и сульфат-фосфатная минерализация силлиманитсодержащих пород Кяхтинского месторождения (Западное Забайкалье) // ЗРМО. 2008. № 3. С. 94-106.
2. Хлестов В.В., Ушакова Е.Н. Петрография и генезис Кяхтинского силлиманитового месторождения Бурятской АССР. // «Вопр. теор. и exper. минерал.». Сб. Иркутск, 1963. №1. С. 197-239.
3. Избродин И. А., Рипп Г. С., Дорошкевич А. Г., Посохов В. Ф., Сергеев С. А., Саватенков В. М. U-Pb (SHRIMP-II)- изотопное датирование цирконов из метаморфических пород юго-западного Забайкалья // ДАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 680-685.
4. Zheng Y-F., Simon K. Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron – formation // Eur. J. Mineral. 1991. V. 3. P. 877-886.
5. Sharp Z.D. Oxygen isotope geochemistry of the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polymorphs // American Journal of Science. 1995. V. 295. P. 1058–1076.
6. Garlick G. D., Epstein S. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1967. V. 31. P. 181–214.
7. Chen, Y. X.; Zheng, Y. F.; Chen, R. X. Metamorphic growth and recrystallization of zircons in extremely-depleted rocks during eclogite-facies metamorphism: Evidence from U–Pb ages, trace elements, and O–Hf isotopes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. V. 75. P. 4877–4898.
8. Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 80-88.
9. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И., Будницкий С.Ю., Веливецкая Т.А. Новые данные по стабильным изотопам минералов корундоносных образований Северной Карелии (Россия) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439. № 1. С. 95-98.
10. Bindeman I.N. Serebryakov N.A. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably  $^{18}\text{O}$  depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 306. P. 163–174.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ПИРИТА ИЗ НЕФТЕНОСНЫХ ПОРОД АЯЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БАШКИРСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ)

*Канипова З.А.<sup>1</sup>, Мичурин С.В.<sup>2</sup>, Горозжанин В.М.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> БашГУ, г.Уфа, Россия, E-mail: [zaliyakanipova@gmail.ru](mailto:zaliyakanipova@gmail.ru),

<sup>2</sup> ИГ УНЦ РАН, г.Уфа, Россия, E-mail: [gorozhanin@ufaras.ru](mailto:gorozhanin@ufaras.ru)

**Пирит из вмещающих пород в пределах Аязовского нефтяного месторождения подразделяется на две генерации. В пирите из каменноугольных отложений вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  составляют от  $-1,9$  до  $-25,1\%$ , которые указывают на его биогенно-осадочное происхождение. Изотопный состав серы пирита из девонских пород варьирует от  $+0,4$  до  $+25,8\%$ , что вероятнее всего обусловлено влиянием нефтесодержащих флюидов.**

## THE ISOTOPIC COMPOSITION OF PYRITE FROM AYAZOVSKY OILFIELD ROCKS (BASHKIR URALS)

*Kanipova Z.A.<sup>1</sup>, Michurin S.V.<sup>2</sup>, Gorozhanin V.M.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> BashSU, Ufa, Russia, E-mail: [zaliyakanipova@gmail.ru](mailto:zaliyakanipova@gmail.ru),

<sup>2</sup> IG USC RAS, Ufa, Russia, E-mail: [gorozhanin@ufaras.ru](mailto:gorozhanin@ufaras.ru)

**There are two generations of pyrite from the host rocks within Ayazovsky oil field. In pyrite from Coal deposits variations  $\delta^{34}\text{S}$  values range from  $-1,9$  to  $-25,1\%$ , pointing to his biogenic-sedimentary origin. The isotopic composition of sulfur in pyrite from the Devonian rocks varies from  $0,4$  to  $+25,8\%$ , which is likely due to the effect of oil-containing fluids.**

Интерес к изучению пирита из нефтяных месторождений обусловлен как научными, так и практическими аспектами. Генерация и миграция сероводорода, с которым связано образование или преобразование аутигенных сульфидов, представляет собой актуальную проблему в нефтяной геологии [7; 9].  $\text{H}_2\text{S}$  может быть продуцирован при восстановлении растворенного сульфата путем низкотемпературной бактериальной или высокотемпературной термохимической сульфат-редукции. Изучение этих процессов с научной точки зрения давно привлекает внимание исследователей [5]. Вместе с тем, практическим аспектом является выяснение типоморфных минералогических и изотопно-геохимических характеристик различных генераций пирита, которые могут быть использованы в качестве поискового признака нефтеносности [1].

Нами определен изотопный состав серы пирита по разрезу скважин Рустамовская 1 и 2, пробуренных в пределах площади Аязовского нефтяного месторождения. В задачи исследования входила типизация пирита по морфологическим и изотопным характеристикам и определение отличительных особенностей пирита из продуктивных пластов месторождения.

Измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1201 в ИГ УНЦ РАН (г. Уфа). Сера пирита для изотопного анализа окислялась до  $\text{SO}_2$  в вакууме при  $\approx 770^\circ\text{C}$  кислотом оксидом меди. В качестве лабораторного «стандарта» использовалась сера пирита Гайского месторождения Южного Урала, изотопный состав которой был определен относительно нескольких эталонов: троилита Сихотэ-Алиньского метеорита, аттестован-

ного стандартного образца пирита МСА-1, а также стандартного образца морского сульфата. Параллельные измерения изотопного состава серы сульфидов относительно лабораторного «стандарта», показали его высокую изотопную однородность и хорошую сходимость результатов. Воспроизводимость определений составила  $\pm 0,3\%$ .

Кроме того, в отдельных образцах проведено рентгеноструктурное и термogrавиметрическое изучение. Рентгеноструктурный анализ выполнен в ИПСМ РАН (г. Уфа, аналитик В.А. Попов) на дифрактометре ДРОН-4-07 (порошковые пробы) в  $\text{CuK}\alpha$ -излучении (40 kV; 30 mA), размер щелей составлял 2-4-0,25 мм. Термический анализ проведен в ИГ УНЦ РАН (г. Уфа, аналитик Т.И. Черникова) на дериватографе Q-1500 (МОМ, Венгрия) с нагревом в воздушной среде от 20 до 1000°C со скоростью 10°C/мин.

Аязовское месторождение располагается в южной части Бымско-Кунгурской впадины в зоне сочленения её с Юрюзано-Сылвенской депрессией Предуральского краевого прогиба на востоке и северным склоном Башкирского свода на западе. Месторождение находится на территории Республики Башкортостан на границе с территорией Пермского края. Оно открыто в 2009 году [4]. В скважине Рустамовская 1 обнаружен пласт нефтенасыщенных песчаников орловского горизонта франского яруса верхнего девона. В целом разрез скважины представлен карбонатными и терригенными отложениями девона, карбона и перми. Пирит часто встречается в карбонатных породах домик-мендымского уровня (франский ярус верхнего девона), в терригенных и песчано-глинистых прослоях пашийского горизонта и карбонатах тиманского горизонта (франский ярус верхнего девона), а также песчаниках, алевролитах и аргиллитах бобриковского горизонта (визейский ярус нижнего карбона). Он образует линзовидные и нитевидные слои, встречается в виде стяжений, имеющих округлую шаровидную или неправильную форму. В последних, по данным рентгеноструктурного анализа, марказит не установлен.

Иногда пирит образует прожилки различной формы, представляющие собой залеженные ходы илоедов. По результатам термо-гравиметрического анализа в этих образцах содержится до 30% органического вещества. Оно характеризуется ярко выраженными экзотермическими эффектами на термограммах с начальной температурой около 300°C.

В пирите из каменноугольных пород, где признаки нефтеносности отсутствуют, вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  составляют от -25,1 до -1,9‰, в то время как из девонских нефтеносных отложений – от +0,4 до +25,8‰ (табл. 1). Значительное обогащение «легким»  $^{32}\text{S}$  изотопом пирита из пород нижнего карбона вполне определенно указывает на его обычную, широко распространенную раннедиагенетическую природу. Как известно, в пирите в результате бактериальной сульфат-редукции в раннем диагенезе фиксируется «легкая» сера.

Вместе с тем, высокие положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$  пирита из девонских отложений, показывающие его обогащенность «тяжелым»  $^{34}\text{S}$  изотопом серы, не могут быть объяснены с точки зрения раннедиагенетического происхождения. Пирит вблизи залежи характеризуется изотопным составом серы от +0,4 и +11,1‰. Такой изотопный состав серы вероятнее всего обусловлен влиянием нефтесодержащих флюидов, мигрировавшим по пласту девонских пород. Наблюдения показывают, что пиритовые образования большей частью локализуются в пористых нефтенасыщенных разновидностях

пород. В таком случае миграция углеводов и вторичная пиритизация, по-видимому, являются взаимосвязанными процессами.

Таблица 1

**Изотопный состав пирита из палеозойских отложений Аязовского нефтяного месторождения**

№ обр.	Глубина, м	Стратиграфическое положение	Порода	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
Скв. Рустамовская 1				
5-1	1085,1	C <sub>1s</sub>	Известняк доломитизированный	-1,9
7-6	1708,5	Тульский горизонт, C <sub>1v</sub>	Песчаник	-20,3
7-9	1710,8	Тульский горизонт, C <sub>1v</sub>	Алевропесчаник нефтенасыщенный	-19,5
8-7	1716,7	Тульский горизонт, C <sub>1v</sub>	Аргиллит	-25,1
8-11	1720,5	Бобриковский горизонт, C <sub>1v</sub>	Аргиллит углеродсодержащий	-11,7
13-1	2160,6	D <sub>3fr2</sub>	Аргиллит	-12,8
16-4	2207,9	Тиманский горизонт, D <sub>3fr1</sub>	Алевролит биотурбированный	+25,7
16-5ц	2208,7	Пашийский горизонт, D <sub>3fr1</sub>	Песчаник битуминозный	+11,1
17-2	2212,9	Пашийский горизонт, D <sub>3fr1</sub>	Песчаник	+0,4
Скв. Рустамовская 2				
24-3	2364,8	Саргаевский горизонт, D <sub>3fr2</sub>	Известняк битуминозный	+17,7

По современным представлениям образование сероводорода в пластовых условиях происходит в результате бактериального восстановления сульфатов пластовых вод. В зависимости от количества растворенных в воде сульфатов изотопный состав серы H<sub>2</sub>S сильно изменяется. Для ряда регионов России установлены широкие колебания значений  $\delta^{34}\text{S}$  для воднорастворенных сульфатов в пластовых водах – от +4,2 до +41,9‰ [3]. При ограниченном количестве сульфата в замкнутой среде изотопный состав серы сероводорода изменяется в сторону утяжеления по закону Рэлеевского исчерпания.

Полученные нами данные показывают постепенное обогащение «тяжелым» <sup>34</sup>S изотопом серы пирита в девонских породах (+17,7 и +25,7‰) по направлению от нефтеносной залежи в сторону покрышки. Вероятнее всего, это не случайно и связано с постепенным восстановлением ограниченного количества сульфата. Сульфат-редукция протекала в процессе заполнения пласта-коллектора нефтью, на что указывает возрастание значений  $\delta^{34}\text{S}$  в отложениях покрышки, где в связи с затрудненными условиями миграции ограниченный запас сульфата флюида практически полностью редуцировался до пирита.

Ранее исследования изотопного состава серы нефтяных месторождений привели к двум основным выводам: нефть одного месторождения и одного пласта-коллектора в пределах осадочного бассейна характеризуются близкими значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , а нефти в коллекторах разного возраста могут сильно различаться по этому параметру [2; 6; 8]. Из этого следует, что изотопный состав серы может быть использован для определения ее источников и для реконструкции процессов формирования залежей.

Для Волго-Уральской области изотопный состав серы нефтей изучен только в Среднем Поволжье. Установлены следующие пределы значений  $\delta^{34}\text{S}$ : для девонских от +6,4 до +10,2, нижнекаменноугольных от +3,1 до +5,7, среднекаменноугольных от +2,8 до нуля и нижнепермских от -1,0 до -2,8‰ [2]. Очевидно, что в описанном выше случае изотопный состав серы пирита, соответствующий сере водонефтяного флюида, имеет более широкие пределы вариаций. Это указывает на сложность процессов миграции и, возможно, локальность их проявления. Например, в недавней работе зарубежные авторы при определении изотопного состава серы пиритовых нодулей на микролазерной основе столкнулись с очень значительными вариациями значений  $\delta^{34}\text{S}$  – от -27 до +72‰. При этом были изучены всего четыре пиритовых нодуля из песчаников нефтяного месторождения Brent, расположенного в северной части грабена Викинг Центральной-Северноморской рифтовой системы Северноморского нефтегазоносного бассейна [9]. Вопрос о фракционировании изотопов серы в связи с миграцией углеводородов в пласте коллекторе, сопровождающейся эпигенетической пиритизацией, во многом еще не ясен и требует дополнительного изучения. Проведенное исследование показывает, что пирит, встречающийся в нефтяных коллекторах Аязовского месторождения отличается по изотопным характеристикам от осадочно-диагенетического пирита вмещающих отложений. Пирит вблизи залежи характеризуется изотопным составом серы соответствующим сере водонефтяного флюида.

#### Литература

1. Алексеева М.А., Каледа Г.А. Признаки нефтеносности карбонатных пород-коллекторов // Геология нефти и газа, 1984. №10. С. 14-17.
2. Панкина Р.Г. Изотопный состав серы Средневожских серных месторождений в связи с их генезисом // Советская геология, 1966. №8. С. 150-153.
3. Панкина Р.Г., Максимов С.П., Шпильман И.А., Шутов Г.Я. О генезисе сероводорода Оренбургского газоконденсатного месторождения // Геология нефти и газа, 1971. № 1. С. 11-19.
4. Юлбарисов И.М., Юлбарисов Э.М., Барыкин М.В. В орловском горизонте Бымско-Кунгурской впадины открыта «рукавообразная» залежь // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Материалы VIII Межрегиональной научно-практической конференции Республики Башкортостан. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. С. 179-182.
5. Goldstein T.P., Aizenshtat Z. Thermochemical sulfate reduction a review // Journal of Thermal Analysis and Calorimetry, 1994. V. 42. No 1. P. 241-290.
6. Harrison A.G., Thode H.G. Sulfur isotope abundances in hydrocarbon and source rocks of the Uinta Basin // Utah. Bull. AAPG, 1985. V. 42. P. 2642-2649.
7. Lighthelm D.J., De Boer R.B., Brint J.F., Schulte W.M. Reservoir souring: an analytical model for H<sub>2</sub>S generation and transportation in an oil reservoir owing to bacterial activity, in proceedings offshore Europe // Society of Petroleum Engineers, 1991. P. 369-378.
8. Thode H.G., Harrison A.G., Dunford H.B. Sulfur isotope abundances in petroleum and associated materials // Bull. AAPG, 1958. V. 42. P. 2619-2641.
9. Fallick E., Boyce A.J., McConville P. Sulphur stable isotope systematics in diagenetic pyrite from the North Sea hydrocarbon reservoirs revealed by laser combustion analysis // Isotopes in Environmental and Health Studies, 2012. V. 48. No 1. P. 144-165.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

*Кунаккузин Е.Л.<sup>1,2</sup>, Борисенко Е.С.<sup>2</sup>, Серов П.А.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> МГТУ, г. Мурманск, Россия, E-mail: [kunakkuzin\\_evgeniy@mail.ru](mailto:kunakkuzin_evgeniy@mail.ru), <sup>2</sup> ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

**Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточной частью интрузии Главного хребта. Структурно-тектоническое положение интрузива определяется его приуроченностью к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков с палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структурой. В строении массива разными исследователями выделяется от двух до пяти зон [2, 4, 6, 8]. Целью работы является выявление основных петрографических и изотопно-геохимических особенностей, возможных источников образования и последовательности формирования пород юго-восточной части массива Мончетундра.**

## ISOTOPE-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ROCKS SOUTH-EASTERN PART OF THE MASSIVE MONCHETUNDRA (KOLA PENINSULA)

*Kunakkuzin E.L.<sup>1,2</sup>, Borisenko E.S.<sup>2</sup>, Serov P.A.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> MSTU, Murmansk, Russia, E-mail: [kunakkuzin\\_evgeniy@mail.ru](mailto:kunakkuzin_evgeniy@mail.ru), <sup>2</sup> GI KSC RAS, Apatity, Russia

**Monchetundra massive are located in the central part of the Kola Peninsula and is the south-eastern part of the Main Ridge Intrusion. The structural-tectonic position of the intrusion is determined by its confinement to the junction of the Belomorian and the Central-Kola megablocks with the intracontinental Pechenga-Imandra-Varzuga paleorifte. The structure of the massive is allocated by various researchers from two to five zones [2, 4, 6, 8]. The aim of this work is to identify the main petrographic and isotopic geochemistry of rocks, possible sources of education and the sequence of rock formation in south-eastern part of the massif Monchetundra.**

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является юго-восточной частью интрузии Главного хребта. Структурно-тектоническое положение интрузива определяется его приуроченностью к области сочленения Беломорского и Центрально-Кольского мегаблоков с палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структурой. Массив имеет форму вытянутого в северо-западном направлении овала, его протяженность около 30 км, ширина 2–6 км, общая площадь интрузива около 120 кв. км. С востока и юго-востока массив отделен от Мончеплутона мощной зоной бластокатаклазитов и бластомилонитов, с запада ограничен Витегубско-Сейдозерским разломом [4].

В строении массива Мончетундра разными исследователями выделяется от двух до пяти зон [2, 4, 6, 8]. По данным полевых исследований 2011 и 2012 годов в пределах юго-восточной части массива района были выявлены следующие основные разновидности горных пород: трахитоидные средне – крупнозернистые габбронориты, массивные средне – крупнозернистые лейкогаббронориты, габбронорит-анортозиты, амфиболлизированные лейкогаббро, габбропегматиты, метагабброиды. В породах массива встречаются дайки габбродолеритов и метадолеритов северо-западного направления.

Массив осложнен большим количеством разломов. Многие из них проходят по контактам пород, что осложняет изучение их взаимоотношений между собой. Для решения этой проблемы помимо интерпретации петрографических и петрохимических данных были проведены изотопно-геохимические исследования.

Таблица 1

**Данные U-Pb возрастов для пород массива Мончетундра**

№ п/п	Проба	Название породы	U-Pb возраст, млн лет	Источник
1	МТ-5	метагаббро	2521±8 (zr)	Баянова и др., 2010
2	18/106	дайка ферродолерита	2505±26 (zr)	Нерович и др., 2011
3	М55	трахитоидный габбронорит	2505±6 (zr)	Расслоенные интрузии... Ч. 2, 2004
4	М6	трахитоидный габбронорит	2501±8 (zr)	Расслоенные интрузии... Ч. 2, 2004
5	7/106	массивный габбронорит-анортозит	2476±17 (bd)	Баянова и др., 2010
6	1/106	массивный лейкогаббронорит	2471±9 (bd)	Баянова и др., 2010
7	МТ-4	массивный габбро-анортозит	2456±5 (bd)	Баянова и др., 2010
8	ГХ-1-90	массивный крупнозернистый габбро-анортозиты	2453±4 (zr)	Митрофанов и др., 1993

Данные U-Pb возрастов по цирконам и бадделеитам (табл. 1) для пород массива Мончетундра свидетельствуют о его полихронности. На ранней стадии формирования массива произошло внедрение габброидов, которые имеют сильно измененный облик за счет интенсивного метаморфизма. На следующей стадии образовались трахитоидные габбронориты. Массивные лейкократовые габбронориты и габбро-анортозиты были сформированы около 2470 млн лет, и позднее около 2450 млн лет. Возраст метаморфизма, определенный Sm-Nd методом для данных пород по вторичным метаморфическим минералам (гранат, ильменит, плагиоклаз), равен 2020±50 и 2017±38 млн лет (рис. 1), который очень близок времени заложения Мончетундровского разлома, разделяющего массивы Мончетундра и Мончеплутон [9].

Для интерпретации изотопно-геохимических Sm-Nd данных для пород юго-восточной части массива Мончетундра был выбран 21 анализ из проб отобранных в 2011 году во время полевых исследований, а так же из литературных источников [1, 4]. Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН на семиканальном твердофазном масс-спектрометре *Finnigan-MAT 262 (RPQ)* в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент.

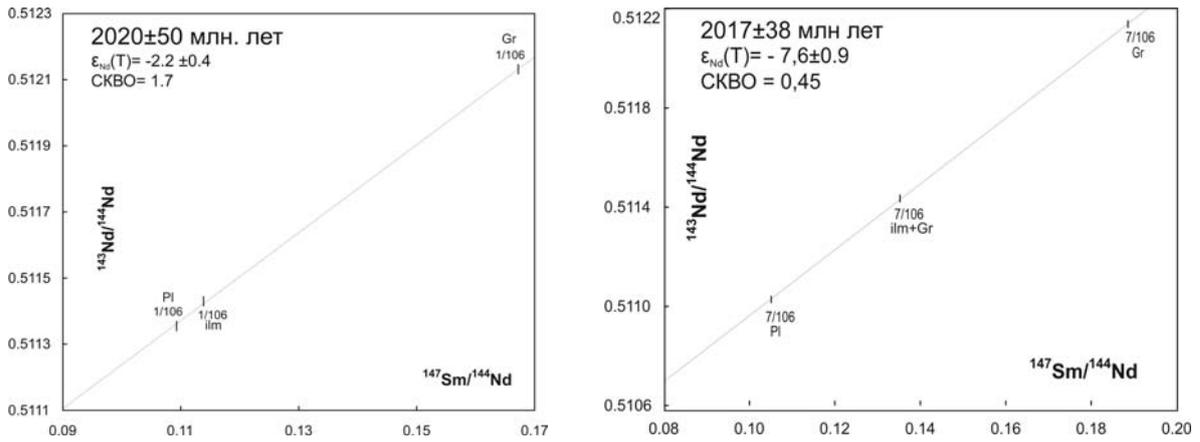


Рис. 1. Изотопные Sm-Nd изохроны по метаморфическим минералам из массивных габброидов г. Мончетундры.

На основании *Sm-Nd* изотопно-геохимических исследований пород юго-восточной части массива можно сделать следующие основные выводы (рис. 2):

1. Трахитоидные габбронориты характеризуются модельными возрастами протолитов исходных магм в интервале от 3,2 до 3,3 млрд лет и отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}$  от  $-1,12$  до  $-0,12$ .

2. Массивные габбронориты имеют отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$  от  $-3,19$  до  $-0,14$ ; и модельные возраста протолитов исходных магм от 2,9 до 3,4 млрд лет.

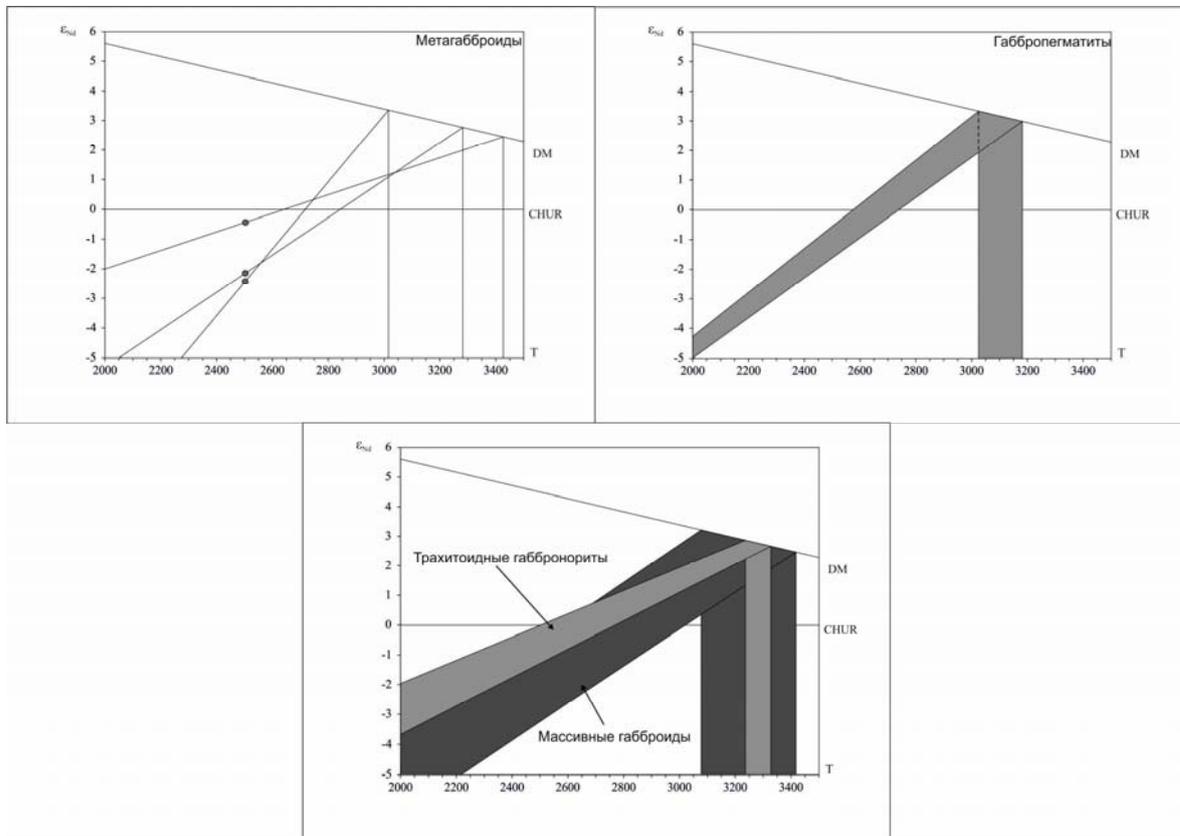


Рис. 2. Диаграмма  $\epsilon_{Nd}$ -T для пород юго-восточной части массива Мончетундра.

3. Габбропегматиты характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}$  от  $-1,26$  до  $-0,63$  и модельными возрастами протолитов от  $3,0$  до  $3,2$  млрд лет.

4. На основе изотопно-геохимических Sm-Nd данных для метагабброидов не наблюдается закономерного эволюционирования Nd. Породы характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}$ , а также палео- и мезоархейскими значениями модельных возрастов.

5. Изотопно-геохимические Sm-Nd данные свидетельствуют о происхождении габброидов массива из мантийного источника, обогащенного литофильными элементами, что подтверждается данными на диаграммах  $\epsilon_{Nd}$ -ISr по литературным источникам [9].

*Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 10-05-00058, 11-05-00570, ОФИ-М 11-05-12012, МОУН РФ (ГК 16.515.11.5013), проекта IGCP-SIDA 599.*

### Литература

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., академик Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончегорский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Доклады академии наук, 2010, том 431, №2, с. 216–222;
2. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. 1993, т. 331, №1, с. 95–98;
3. Назимова Ю.В., Райан Г.Д. Геологоразведочные работы на платиноиды компании «Евразия майнинг» на кольском полуострове // проект Итеррег-Тасис, 2008, С. 79–88;
4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончегорского массива // Вестник МГТУ, том 12, №3, 2009 г., стр. 461–477;
5. Нерович Л.И. Баянова Т.Б., Серов П.А. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики долеритовых даек Мончегорского массива, Кольский полуостров // Материалы III Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Проблемы плейст- и плюм-тектоники докембрия» (25–27 октября 2011). Санкт-Петербург. С. 127–129.
6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004. – 177 с.;
7. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 2. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004. – 177 с.;
8. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного рудоносного комплекса // Д.А. Додин, В.С. Сурков (ред.). Российская Арктика. Геологическая история. Минералогия. Геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 485–494;
9. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б. и др. Время формирования Мончегорского разлома (Кольский полуостров) на основе изотопных Sm-Nd и Rb-Sr анализов метаморфических парагенезисов // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Тез. Докладов II Росс. Конференции по изотопной геохронологии, 25–27 ноября 2003 г.-СПб. 2003. – С. 40–43;
10. T. Bayanova, J. Ludden and F. Mitrofanof. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geological Society, London, Special Publication; v. 323; p. 165–198.

# U-Pb И Lu-Hf СИСТЕМЫ В ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ЦИРКОНАХ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА РУДОПРОЯВЛЕНИЙ Fe-Ox-Cu-Au ТИПА (НА ПРИМЕРЕ ПОРОД САЛМИНСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ РАПАКИВИ, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

*Лохов Д.К.*

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *dlkhv@yandex.ru*

**Рядом исследований установлено, что при взаимодействии постмагматических флюидов с породами могут кристаллизоваться цирконы с избыточным радиогенным гафнием, и они могут служить индикаторами флюидно-породного взаимодействия, способствующего формированию минерализации Fe-ox-Cu-Au типа. Некоторые постмагматические цирконы в породах Салминского массива рапакиви обладают такими характеристиками, что позволяет прогнозировать в Северном Приладожье рудопроявления подобного типа.**

**Number of studies found that the interaction of post-magmatic fluids with rocks can crystallize zircons with excess radiogenic hafnium, and they can serve as indicators of fluid-rock interaction, promoting the formation of mineralized Fe-ox-Cu-Au type. Some post-magmatic zircon in the rocks Salmi batholith of rapakivi have such characteristics, which allows to predict the Northern Ladoga area ore of this type.**

Последние данные по геохронологии докембрийских пород Балтийского щита указывают на локальное проявление процессов фанерозойской активизации, что отражается не только дискордантностью древних докембрийских цирконов [7], так и образованием новых генераций цирконов в породах [2, 4]. Новообразованные генерации цирконов как правило характеризуются избыточным радиогенным гафнием, что позволяет предполагать циркуляцию в породах водно-галогеновых флюидов, за счёт которой осуществлялось формирование минерализации Fe-ox-Cu-Au (IOCG) типа [9].

К месторождениям Fe-ox-Cu-Au типа относят достаточно разнообразный тип объектов, общим для которых является развитие во флюидопроницаемых зонах средне – низкотемпературных метасоматитов, несущих масштабную минерализацию меди, золота, урана, редкоземельных элементов. К данной формации относят такие крупнообъемные месторождения, как Олимпик Дам (Австралия), Кируна (Швеция) и пр. В таких объектах подвижность полезных компонентов во флюидах обеспечивалась их сложным, водно – углекисло – сернисто – галогеновым составом. Это особенно характерно для фторидных флюидов. Особенностью водно – галогеновых флюидов является высокая растворимость и подвижность в них высокозарядных элементов: циркония и гафния [1, 5], что обеспечивает кристаллизацию в относительно низкотемпературных метасоматитах новых генераций метасоматических цирконов. За счет большей растворимости гафния по отношению к цирконию в водно – галогеновых флюидах, метасоматические цирконы характеризуются аномально высоким содержанием гафния (более 2–4%), и они, как правило, маркируются гафнием с аномально радиогенным изотопным составом (избыточным радиогенным гафнием) за счет селективной перекристаллизации в древних вмещающих породах минералов с высокой величиной Lu/Hf отношения: граната, фосфатов, глинистых минералов [9]. Таким образом, нахождение в средне – низкотемпературных метасоматитах новообразованных цирконов со специфическими па-

раметрами (см. выше) может служить прямым прогнозно-поисковым признаком на оруденение Fe-ox-Cu-Au типа.

Автором было установлено [2], что в пегматитах в западном обрамлении Салминского массива гранитов рапакиви присутствуют как дискордантные цирконы (нижнее пересечение дискордий около 1000 млн лет), так и новообразованные генерации цирконов с возрастом 240-600 млн лет [8]. Причем новые генерации цирконов с фанерозойским значением U-Pb возраста были встречены только как индивидуальные кристаллы, а не обрастания на древних ядрах, что позволяет предполагать также, что это возможно является результатом тривиальной контаминации пробы.

Для детального изучения этого эффекта были специально изучены цирконы как из пробы I интрузивной фазы Салминского массива, так из двух мелких интрузий в его западном обрамлении: плагиомикроклиновых гранитов Ниетъярви, сходных по геохимическому и петрографическому составу со II интрузивной фазой Салминского массива и топазовых аляскитовых гранитов Торпуссуо, сходных с III интрузивной фазой соответственно. При изучении цирконов специально были предприняты усилия по поиску оболочек обрастания цирконов по древним ядрам.

Породы из пробы Салминского массива не несут никаких видимых следов изменений, однако мы специально предприняли поиск внешних оболочек цирконов и получили следующие результаты: 1) в породах содержатся кристаллы цирконов, как правило, со структурой «низкоурановое ядро (30-50 ppm) – относительно высокоурановая оболочка (150-600 ppm)». Измерения при помощи SIMS SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ показали, что все они субконкордантны, содержат менее 0,7% обыкновенного  $^{206}\text{Pb}$ , и характеризуются типичной для магматических пород величиной  $\text{Th/U} = 0.4-0.8$ . По ним возможно рассчитать значение возраста  $1541 \pm 12$  млн лет (средневзвешенное  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), что полностью соответствует данным полученным при помощи ID TIMS [6]; 2) В немногочисленных кристаллах цирконов из гранитов I фазы внедрения удалось обнаружить тонкие (менее 10 мкм) темные в катодолюминисценции оболочки. Их изучение показало, что все они высокоурановые (4500–9500 ppm), сильно дискордантны, содержат от 0,7 до 40% обыкновенного  $^{206}\text{Pb}$ , и характеризуются пониженной величиной  $\text{Th/U} = 0.09-0.15$ .

Полученные U-Pb данные формируют дискордию с пересечениями  $444 \pm 15$  и  $1540 \pm 15$  млн лет (рис.1). Нижнее пересечение, на наш взгляд, отвечает реальному геологическому событию, которое не было датировано ранее методом TIMS, по-видимому, из-за сознательной дискриминации измененных фаз циркона. Высокоурановые тонкие оболочки цирконов, скорее всего, были практически полностью перекристаллизованы в ходе термального события каледонского времени, обнаружение которого становится уже характерным для докембрийских пород Балтийского щита.

В пробе гранитов Ниетъярви была обнаружена одна генерация цирконов, формирующих конкордантный кластер с возрастом  $1508 \pm 21$  млн лет, новообразованных оболочек не обнаружено.

Вместе с тем при изучении интрузива топазовых аляскитовых гранитов Торпуссуо, в обрамлении Салминского массива также было установлено, что цирконы содержат редкие светлые ядра с магматической зональностью и мощные темные оболочки. Изучение U-Pb системы в них показало, что ядра слегка дискордантны и позволяют получить оценку возраста кристаллизации магматического циркона  $1576 \pm 82$  млн лет, а

преобладающие темные высокоурановые (до 22000 ppm U) оболочки демонстрируют ряд конкордантных значений возраста в интервале от 70 до 560 млн лет (рис. 2).

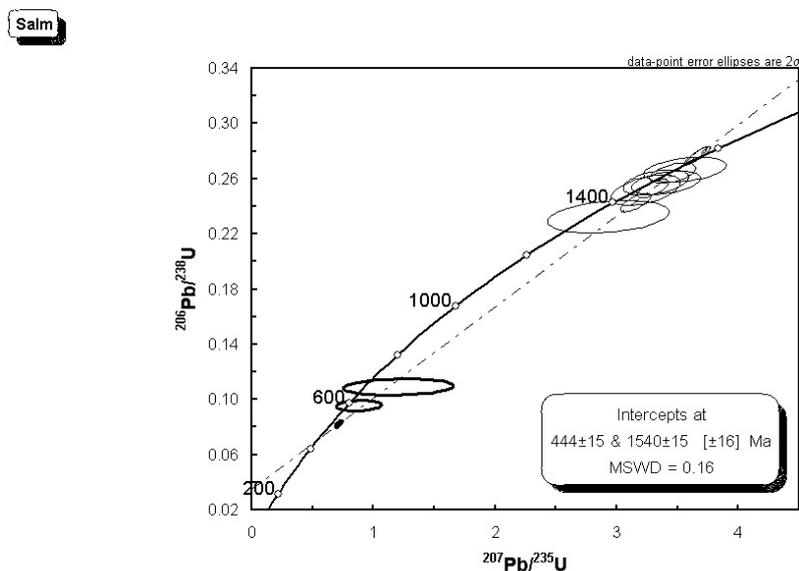


Рис. 1. Диаграмма Аренса – Везерилла для цирконов из пород Салминского массива гранитов рапакиви. Жирными линиями обозначены эллипсы ошибок для тонких внешних высокоурановых оболочек цирконов.

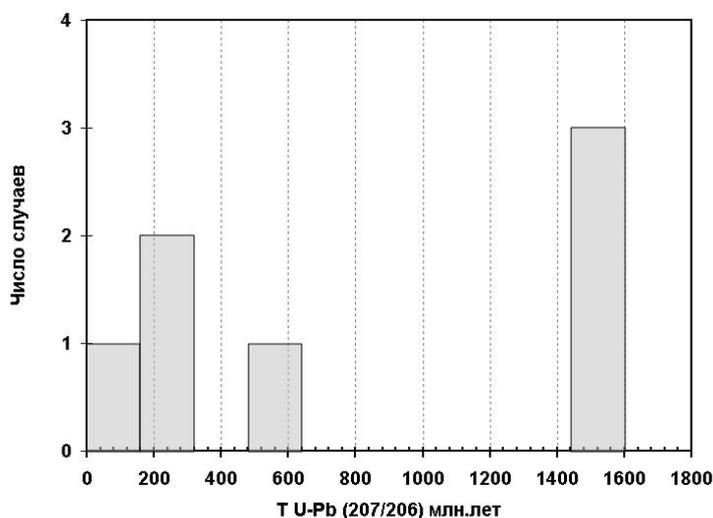


Рис. 2. Гистограмма распределения измеренных значений возраста в гранитах Торпуссуо.

Высокоурановые оболочки цирконов в изученных гранитах могли возникнуть как на постмагматической стадии флюидно-автоматоматической переработки пород, так и при поздних наложенных процессах. Это предполагает миграцию во флюидной фазе высокозарядных элементов – циркония и гафния, для чего требуются водно-галогеновые флюиды. Наличие мощных новообразованных оболочек цирконов в топазовых гранитах Торпуссуо подтверждает факт происходившей циркуляции. Циркуляция водно-галогеновых флюидов в том числе и вне массивов гранитов должна способствовать привнесу в граниты радиогенного гафния из древних вмещающих пород, вы-

свобождающегося из минералов с высоким Lu/Hf отношением (апатит, гранат) при их перекристаллизации. Изучение Lu-Hf системы в цирконах показывает, что чем моложе генерация циркона, тем более радиогенный гафний он содержит (рис. 3), следовательно, при поздних процессах происходило образование новых генераций цирконов.

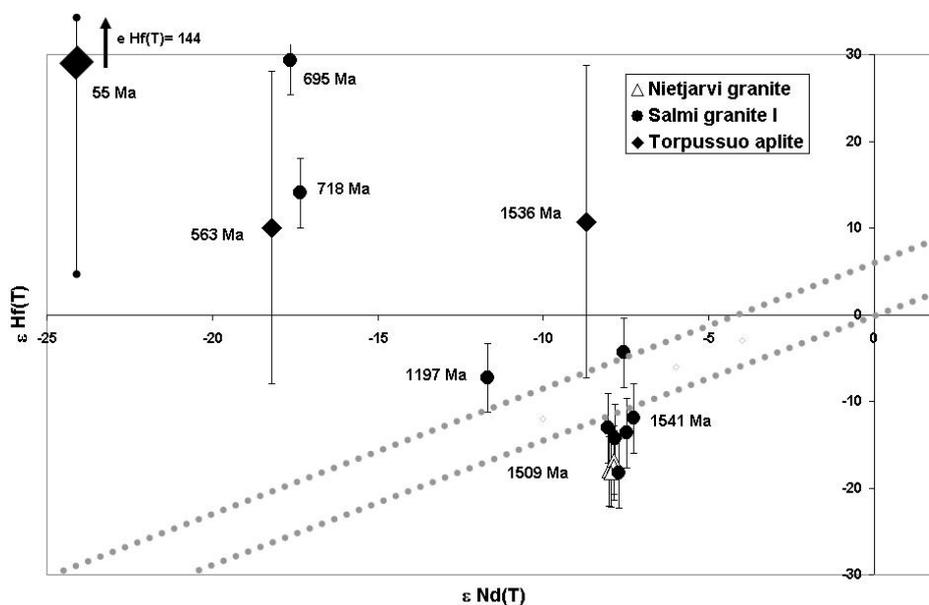


Рис. 3. Изотопная Hf-Nd систематика гранитов. Пунктирными линиями показана полоса корреляции для магматических пород “terrestrial array” (ТА).

Все внешние высокоурановые зоны роста цирконов демонстрируют избыточный радиогенный гафний, доказывающий их метасоматический генезис. Внутренние «нормально-магматические» зоны цирконов Салминского массива, как и массивов Ниетярви и Торпуссуо в пределах ошибки принадлежат области корреляции магматических пород (ТА), следовательно, они действительно являются магматическими и их U-Pb возраст отвечает времени кристаллизации гранитов (Лохов и др, 2009).

Полученные данные с одной стороны убедительно показывают, что докембрийские породы Балтийского щита подвергались активизации не только в каледонское время, но и при более поздних событиях фанерозойского времени, возможно, вплоть до конца мезозоя. С другой стороны, образование новых генераций цирконов с избыточным радиогенным гафнием характерно именно внутри тел топазовых гранитов, обогащенных фтором, следовательно при флюидно-термальных событиях фанерозойского времени внутри и вблизи таких тел осуществлялась циркуляция водно-фторидных флюидов, ответственных за образование минерализации Fe-ox-Cu-Au типа.

*Работа была выполнена при поддержке гранта СПбГУ 3.37.86.2011.*

## Литература

1. Коржинская В.С., Иванов И.П. Экспериментальное изучение инкоэнгруентной растворимости циркона в системе  $ZrO_2-SiO_2-H_2O-HCl$  при  $T=400-600^\circ C$  и  $P=1$  кбар. // ДАН, 1988, т. 299, N4, с. 970-973.
2. Лохов Д.К., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Этапы фанерозойской активизации Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия) по данным локального изотопного изучения цирконов. // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геоло-

- гических процессов. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. 4-6 июня 2012 г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012, с. 225–227.
3. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы). // Региональная геология и металлогения, 38, 2009, с. 62–72.
  4. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л.В.Глушанин, Н.В.Шаров, В.В.Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с.
  5. Aja S.U., Wood S.A., Williams-Jones A.E. The aqueous geochemistry of Zr and the solubility of some Zr-bearing minerals. Applied geochemistry, 1995, v.10, Iss 6, p. 603–620.
  6. Amelin Yu.,V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353–368.
  7. Larson S.A., Tullborg E-L. Why Baltic shield zircons yield late Paleozoic lower-intercept ages on U-Pb Concordia. Geology, 1998, v.26, p. 919–922.
  8. Sundblad K., Lokhov D.K., Lokhov K.I., e.a. U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons from pegmatitoids and granite stocks connected with the Salmi Rapakivi Batholith, Ladoga area, Russia. // Материалы XVIII Международной конференции «Рудный потенциал Щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма», Москва-Минск 9-16 сентября 2011, Минск «Право и экономика», 2011, с 121–123.
  9. Valley P.M., Fischer C.M., Hanchar J.M., e.a. Hafnium isotopes in zircon: A tracer of fluid-rock interaction during magnetite-apatite (“Kiruna – type”) mineralization // Chemical Geology, 2010, 275, p. 208–220.

## ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА МЕТАОСАДКОВ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Назарова Д.П.<sup>1,2</sup>, Бибикова Е.В.<sup>1</sup>, Аносова М.О.<sup>1</sup>, Слабунов А.И.<sup>3</sup>, Костицын Ю.А.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН, г. Москва, Россия, <sup>2</sup>МГУ, г. Москва, Россия, E-mail: [nazarova2405@rambler.ru](mailto:nazarova2405@rambler.ru),  
<sup>3</sup>ГИ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

**Sm-Nd исследование метаосадочных пород Хедозерско-Большезерского зеленокаменного пояса Карельского региона Балтийского щита показало, что для большинства пород модельный возраст находится в интервале 2.9–3.1 млрд лет. Проведено изучение и U-Pb датирование детритовых зерен циркона из этих метаосадочных пород методом лазерной абляции (LA-ICP-MS). Возраст отдельных зерен циркона в основном составляет 2.7–2.8 млрд лет. Наличие единичных древних ядер в зернах циркона (3.1–3.5 млрд лет) может объясняться существованием более древних пород в регионе.**

## ISOTOPIC AGE OF PROTOLITH OF METASEDIMENTARY ROCKS FROM KARELIAN REGION, BALTIC SHIELD

*Nazarova D.P.<sup>1,2</sup>, Bibikova E.V.<sup>1</sup>, Anosova M.O.<sup>1</sup>, Slabunov A.I.<sup>3</sup>, Kosticzin Y.A.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>GEOCHI RAS, Moscow, Russia, <sup>2</sup>MSU, Moscow, Russia, E-mail: [nazarova2405@rambler.ru](mailto:nazarova2405@rambler.ru),  
<sup>3</sup>GI KSCRAS, Petrozavodsk, Russia

**Sm-Nd isotope study of metasedimentary rocks of Hedozero-Bolshezero greenstone belt, Karelian region, Baltic shield showed that most rocks have model ages between 2.9–3.1 Ga. U-Pb dating of detrital zircon grains from these rocks was done by laser ablation (LA-ICP-MS). The ages of most zircon grains were between 2.7–2.8 Ga. Presence of few zircon cores as old as 3.1–3.5 Ga can be explained by existence of older rocks in the region.**

Огромный интерес вызывают исследования, направленные на познание ранней коры Земли: время, состав и условия ее образования, этапы роста. Большой вклад в наше знание о ранней коре Земли вносят терригенные цирконы древнейших метаосадочных пород. В силу своей устойчивости к механическому и химическому воздействию циркон сохраняется как в магматических, так и осадочных породах [1]. Детритовый циркон терригенных осадков, как правило, сохраняет изотопную и геохимическую память о первичном источнике минерала.

Карельская провинция составляет ядро Балтийского щита и представляет собой архейскую гранит-зеленокаменную область, где среди гранито-гнейсового фундамента в узких линейных зонах располагаются вулканогенно-осадочные образования нижнего протерозоя и архея. Возраст источника сноса для этих осадочных пород неизвестен и он представляет интерес, т.к. может дать сведения о самой ранней истории эволюции региона. Наиболее оптимальный подход к установлению возраста источника метаосадочных пород состоит в комбинации двух методов: U-Pb изучение детритовых цирконов и Sm-Nd определение модельного возраста породы.

Мы изучили цирконы из метаосадков Хедозерско-Большезерского зеленокаменного пояса, находящегося в Центрально-Карельском террейне Карельской провинции. Он

прослеживается по простиранию в субмеридиональном направлении на 30 км, имея продолжение на север еще на 50 км при ширине до 7 км [4; 2] Пояс сложен неархейскими вулканогенно-терригенными образованиями. Зеленокаменный комплекс имеет с окружающими гранито-гнейсами, главным образом, тектонические соотношения – по разломам, и лишь в южном замыкании пояса предполагается их трансгрессивное налегание на гранитоиды [2]. В обрамлении пояса, также как и во всем Центральном-Карельском террейне, широко развиты неархейские (2709±10 млн лет) интрузии санукитоидов [5]. На архейских образованиях Хедозерско-Большезерского зеленокаменного пояса несогласно, возможно, с корой выветривания, залегают вулканиты и осадки палеопротерозоя. Они слагают мультитипную вытянутую субширотную на 17 км при ширине 8 км Большеозерскую структуру. В районе оз. Большое интенсивно деформированные архейские комплексы с угловым несогласием перекрываются палеопротерозойскими лавами магнезиальных базальтов (сумий), полимиктовыми конгломератами с прослоями кислых туфов (сариолий) и секутся дайкообразными телами дифференцированных габбро-диабазов (ятулий). В составе вулканогенно-осадочных образований пояса выделяются две толщи: нижняя слагается слабо зрелыми метаосадками, представленными (гранат-ставролит)-биотитовыми гнейсами, с прослоями железистых кварцитов; верхняя слагается серицитовыми кварцитами, слюдястыми сланцами, метавулканитами кислого и среднего состава. Возраст метариолитов установлен U-Pb классическим методом в 2730±5 млн лет [3]. Зрелые осадки присутствуют в основании вулканогенной толщи, образование которой связывается с внутрикоровыми (рифтогенными) процессами.

Проведенное Sm-Nd изотопное исследование пород в целом установило для большинства метаосадков Хедозерско-Большезерского зеленокаменного пояса Карельского региона Балтийского щита близкие значения модельных возрастов в интервале 2.9–3.1 млрд лет. На основе Sm-Nd модельных возрастов были выбраны пробы для выделения циркона и его дальнейшего изучения. Из пород с наиболее древними значениями модельного возраста были выделены фракции циркона и проведено их минералогическое изучение. Для изготовления шашки и дальнейшего катодоллюминесцентного исследования были отобраны зерна циркона разной морфологии, которые могли бы отвечать разным источникам сноса. U-Pb изотопное датирование проведено методом лазерной абляции (лазер UP-213) на масс-спектрометре Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме LA-ICP-MS. Было проанализировано около 90 зерен циркона. В изученной фракции циркона из цемента конгломерата (Э-ВО-16/10) значения возраста по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  лежат в основном в интервале 2.75–2.80 млрд лет, тогда как детритовые зерна циркона из образца с более древним Sm-Nd модельным возрастом (Э-ВО-22/2, кварц-серицитовый сланец) несколько моложе, в интервале 2.70–2.73 млрд лет (рис. 1). Отдельные ядра цирконов достигают возраста 3.1–3.6 млрд лет. На рисунке 1 можно увидеть, что средний возраст детритового циркона между двумя пробами имеет небольшой сдвиг. Объяснением данного факта может служить то, что к сариолию были выведены к поверхности, в область денудации несколько более древние породы. Присутствие единичных древних ядер говорит о незначительном участии палеоархейского фундамента в материале осадка. Судя по компактному распределению возраста на диаграмме, большая часть зёрен циркона для каждой породы, по-видимому, поступила в область сноса из одного источника.

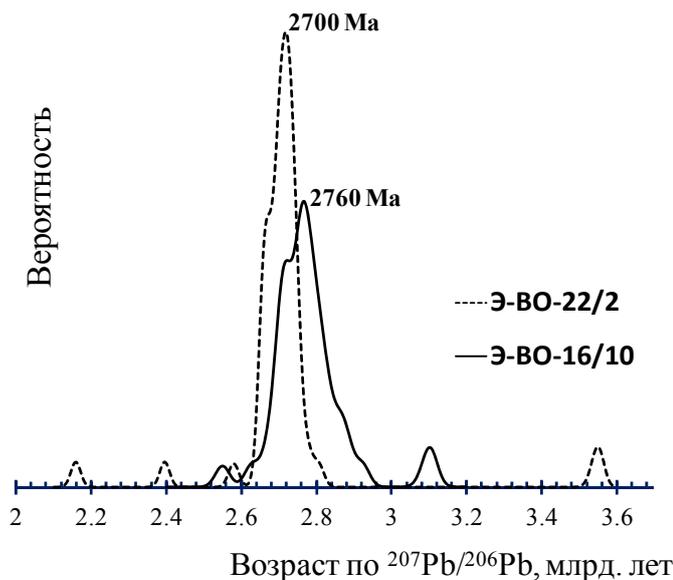


Рис. 1. Частотное распределение U-Pb возраста индивидуальных зёрен циркона из метаосадочных пород лопия (обр. Э-ВО-22/2) и сариолия (обр. Э-ВО-16/10).

Сопоставление результатов Sm-Nd и U-Pb изотопных методов позволяет сделать вывод, что во время формирования архейских осадков разрушались в основном только что сформированные породы (2.70-2.73 млрд лет), в то время как к началу формирования сариолийских осадков были вскрыты и разрушались несколько более древние породы (2.75–2.80 млрд лет). Подтверждением существования еще более древних пород в регионе является присутствие единичных древних ядер в терригенных цирконах (3.1–3.5 млрд лет).

### Литература

1. Бибикина Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А. и др. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов – источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднепровье, Украинский щит // ГЕОХИМИЯ, 2010, № 9, с. 1 – 17.
2. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
3. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрической коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С.109-143.
4. Стенарь М.М. Осадочно-вулканогенные образования района озера Большозеро (Западная Карелия). Вып. 26. 1960. С.57-63.
5. Bibikova E., Slabunov A., Volodichev O., Whitehouse M. The archaen eclogites of the Belomorian province, the Fennoscandian shield (Russia) // EGU-05. Geophysical Research Abstracts. 2005. Vol. 7. P. 02536.

## ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД КОМПЛЕКСА TTG ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО U-Pb ДАТИРОВАНИЯ

*Ниткина Е.А.*

ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, E-mail: [nitkina@rambler.ru](mailto:nitkina@rambler.ru)

**В результате проведения изотопного U-Pb датирования различных пород TTG комплекса Ингозерского блока установлены следующие возрастные этапы формирования: образование протолита биотитовых гнейсов –  $3149 \pm 46$  млн лет; метаморфизм, деформация пород, рассланцевание –  $2727 \pm 5$  –  $2725 \pm 2$  –  $2697 \pm 9$  –  $2667 \pm 7$  млн лет; внедрение тел гранитов –  $2615 \pm 8$  млн лет и послойная микроклинизация биотитовых гнейсов –  $2549 \pm 30$  млн лет; образование разноориентированных пегматитовых и гранитных жил –  $1644 \pm 7$  млн лет.**

## THE CRYSTALLIZATION AND METAMORPHISM U-PB AGES OF THE INGOZERO TTG COMPLEX (KOLA PENINSULA)

*Nitkina E.A.*

GI KSC RAS, Apatity, Russia, E-mail: [nitkina@rambler.ru](mailto:nitkina@rambler.ru)

**As a result of the isotope U-Pb dating of the different Ingozerskogo TTG complex rocks, the following age-formation stages are determined: protolith of the biotite gneisses –  $3149 \pm 46$  Ma; metamorphism, deformation of rocks, foliation –  $2727 \pm 5$  –  $2725 \pm 2$  –  $2697 \pm 9$  –  $2667 \pm 7$  Ma, granite bodies formation –  $2615 \pm 8$  Ma and biotite gneisses migmatization –  $2549 \pm 30$  Ma, formation of different pegmatite and granite veins - $1644 \pm 7$  Ma.**

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [1; 5; 8], которые представляют собой комплекс основания. Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры имеют название тоналит-трондъемит-гнейсового комплекса – TTG [6]. В ранее проведенных исследованиях [1; 5; 3; 4; 7] в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, гранодиориты и пегматиты [2].

Взаимоотношения между этими породами установлены на детальных участках (по материалам [5]). В обнажениях наблюдаются слабомигматизированные мелкозернистые биотитовые гнейсы и полевошпатовые амфиболиты, находящиеся в виде ксенолитов среди розовых микроклиновых гранитов различной зернистости и пегматитов. Во всех ксенолитах гнейсов наблюдается одинаковая ориентировка сланцеватости, совпадающая с ориентировками сланцеватости в гнейсах основания. Взаимоотношения между розовыми микроклиновыми гранитами различной зернистости и пегматитами носят характер нечётких границ, в которых происходит переход от одной разновидности пород к другой. Также наблюдаются послойные пегматитовые жилы в ксенолитах гнейсов. Эти пегматитовые жилы и разнозернистые микроклиновые граниты секутся кварцевой жилой.

В породах ингозерского комплекса наблюдается следующая последовательность эндогенных процессов (по материалам [5]): 1 этап – образование пород, исходных для биотитовых гранитогнейсов; 2 этап – внедрение даек основных пород, впоследствии превращенных в полевошпатовые амфиболиты; 3 этап – деформация пород, рассланцевание; 4 этап – внедрение тел гранитов и послойная микроклинизация биотитовых гнейсов; 5 этап – внедрение крупных тел пегматитов (гнейсы сохраняются в виде не развернутых ксенолитов); 6 этап – образование разноориентированных пегматитовых и гранитных жил небольшой мощности, с гранатом и без него; 7 этап – трещинки, внедрение кварцевых жил; 8 этап – мелкие разрывы со смещениями (как левосдвиговые, так и правосдвиговые).

При сравнении схем последовательности процессов для пород Ингозерского комплекса и пород комплекса основания можно сделать вывод, что они принципиально схожи.

По проведенному автором ранее изотопному U-Pb датированию для проб биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсоцв (Н-10-08) для Ингозерского блока определены следующие возрастные данные.

Для проб гнейсов Sm-Nd методом установлены возрасты TDM: биотитовые гнейсы – 3613 млн лет, амфибол-биотитовые гнейсы – 2596 млн лет, биотит-амфиболовых гнейсов – 3493 млн лет.

Наиболее древний возраст  $3149 \pm 46$  млн., установлен для биотитовых гнейсов методом U-Pb датирования единичных цирконов, скорее всего, он отражает время образования протолита гнейсов. Время проявления процессов метаморфизма в породах данного массива, установленное TIMS методом (ГИ КНЦ РАН) и подтвержденное методом SHRIMP при датировании проб во Всероссийском Геологическом Институте (ВСЕГЕИ), составляет для биотитовых гнейсов –  $2697 \pm 9$  млн лет; для амфибол-биотитовых гнейсов –  $2725 \pm 2$  и  $2667 \pm 7$  щмлн лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов –  $2727 \pm 5$  млн лет.

Цель данного исследования – установление возрастов внедрения гранитных и пегматоидных тел и установление временной шкалы геологических процессов, проявленных в Ингозерском блоке. Предварительное изотопное U-Pb датирование циркона и других акцессорных минералов было проведено для гранитов, послойных жил пегматоидного материала в гнейсах, жильных гранитов.

Внедрение гранитоидных и пегматитовых тел датировано возрастом (предварительные данные): гранитоидные тела –  $2615 \pm 8$  млн лет, послойные жилы пегматоидного материала в гнейсах –  $2549 \pm 30$  млн лет, жилы гранита –  $1644 \pm 7$  млн лет.

**Предварительные выводы:** В результате проведения изотопного U-Pb датирования различных пород TTG комплекса Ингозерского блока установлены следующие возрастные этапы формирования массива (табл. 1): образование протолита биотитовых гнейсов –  $3149 \pm 46$  млн лет; метаморфизм, деформация пород, рассланцевание –  $2727 \pm 5$  –  $2725 \pm 2$  –  $2697 \pm 9$  –  $2667 \pm 7$  млн лет; внедрение тел гранитов –  $2615 \pm 8$  млн лет и послойная микроклинизация биотитовых гнейсов –  $2549 \pm 30$  млн лет; образование разноориентированных пегматитовых и гранитных жил небольшой мощности  $1644 \pm 7$  млн лет.

**Время проявления геологических процессов в Ингозерском блоке**

	Время проявления геологических процессов, млн лет	
	кристаллизации (образования)	метаморфизма
Жилы гранита	1644±7	
Послойные пегматиты	2549±30	
Гранитоидные тела	2615±8	
Амфибол-биотитовый гнейс		2667±7
Биотитовый гнейс		2697±9
Амфибол-биотитовый гнейс		2725±2
Биотит-амфиболовый гнейс		2727±5
Биотитовый гнейс	3149±46	

**Литература**

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидны формации Кольского полуострова. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуостров. Л. 1968. с. 5–143.
2. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л. 1971. с. 141–150.
3. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000). / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 С.
4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР. 1978. с. 3–12.
5. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.
6. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов. // Литосфера. 2001. №1. С. 5–14.
7. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.
8. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.:Недра. 1966.

# ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАНДАЛАКШСКОГО И КОЛВИЦКОГО АНОРТОЗИТОВЫХ МАССИВОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

*Стешенко Е.Н., Чащин В.В., Серов П.А.*

ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

Цель данных исследований – изучить изотопный U-Pb возраст бадделеита и циркона из анортозитов Кандалакшского и Колвицкого массивов, а также, используя модель бинарного смешения, вычислить долю мантийного и корового компонента по Sm-Nd систематике. Для геолого-петрологических и изотопно-геохимических исследований были отобраны представительные пробы в ходе полевых работ Pt-металльного отряда ГИ КНЦ РАН в 2012 году.

## GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMISTRY INVESTIGATIONS OF KANDALAKSHA AND KOLVITSA ANORTHOSITE MASSIFS AND THEIR HOST ROCKS (KOLA REGION)

*Steshenko E.N., Chashchin V.V., Serov P.A.*

GI KSCentre RAS, Apatity, Russia

The aims of the study are to analyze U-Pb ages on baddeleyite and zircon from Kandalaksha and Kolvitsa anorthosite. Moreover the binary mixing model will be use due to calculate the proportion of mantle and crust component with Sm-Nd system. Representative rocks were sampled for geology-petrological and isotope-geochemistry investigations during field work of the Pt-methly team of Geological Institute KSC RAS in 2012 year.

Колвицкий массив расположен на юге Кольского полуострова, в районе Колвицкой губы Кандалакшского залива и включает северо-западное замыкание Колвицкого анортозитового массива [4]. Результаты предыдущих геохронологических исследований приведены в табл. 1. В ходе полевых работ 2012 года изучено геологическое строение участка и разрез Колвицкого анортозитового массива. Большую часть площади участка слагают породы Колвицкого гранулитового пояса. В его основании залегает кандалакшская толща мезо-меланократовых гранатовых амфиболитов мощностью от 200 м до 2.0 км. Выше по разрезу развита интрузия Колвицких анортозитов имеющая пластообразную форму, разрез которой представляется в следующем виде.

Таблица 1

### Геохронологические данные для пород Кандалакшской и Колвицкой зоны Кольского региона Балтийского щита.

Геологическая структура	Массив, свита, комплекс	Широта Долгота	Порода	Метод	Минералы	Возраст (млн л)	Ссылка
Колвицкий гранулитовый пояс	Колвицкий массив,	66°46' 33°23'	Габброанортозит	U-Pb	Zr	1905±26*	[6]
Колвицкий	Порья губа,	66°43'	Плагиигранит	U-Pb	Zr	1912±2	[9]

Геологическая структура	Массив, свита, комплекс	Широта Долгота	Порода	Метод	Минералы	Возраст (млн л)	Ссылка
гранулитовый пояс	о.Паленый	33°52'					
Колвицкая зона	Мыс Кочин-ный	66°43' 33°31'	Диоритогнейс	U-Pb	Zr	1919±18	[5]
Колвицкая зона	Порья губа	66°47' 33°41'	Пегматит	U-Pb	Zr	2056±3	[5]
Колвицкая зона	Порья губа	66°47' 33°41'	Эндербит	U-Pb	Zr	2181±8	[5]
Колвицкая зона	Порья губа	66°47' 33°41'	Микроклиновый гранит	U-Pb	Zr	2289±20	[5]
Колвицкий гранулитовый пояс	Колвицкий массив	66°42' 33°32'	Габброанортозит	Pb-Pb	Zr	2423±3	[10]
Колвицкий гранулитовый пояс	Колвицкий комплекс	66°43' 33°32'	Амфиболовый габбро-диорит	U-Pb	Zr	2437±15	[3]
Колвицкий гранулитовый пояс	Колвицкий массив	66°42' 33°32'	Габброанортозит	U-Pb	Zr	2450±7	[10]
Колвицкий гранулитовый пояс	Колвицкий массив	66°46' 33°32'	Габброанортозит	U-Pb	Zr	2462±7	[6]
Колвицкий гранулитовый пояс	Кандалакшская толща	67°06' 32°51'	Метариодацит	U-Pb	Zr	2467±3	[1]

В ее основании залегает лейкократовое метагаббро мощностью около 200–300 м, средняя часть мощностью 1-2 км сложена метаанортозитами, иногда с маломощными прослоями и линзами лейкогаббро и верхняя часть мощностью от 200 до 1.5 км – опять метагаббро. Среди лейкократовых метагаббро верхней части массива зачастую встречаются тела мелкозернистых гранат-пироксеновых «эклогитоподобных» пород мощностью до 1 м. Все породы Колвицкого массива испытали метаморфизм гранулитовой фации, в значительной степени катаклазированы и милонитизированы. Выше по разрезу и гипсометрически залегает плоскотундровская толща гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, полная мощность которой неизвестна, с учетом ее развития к востоку от данного участка, она составляет не менее 2 км [7]. В основании пластины Колвицких гранулитов к западу и северу от них развиты ТТГ комплексы, реже гнейсо-диориты и мигматиты плагиогранитов по амфибол-биотитовым гнейсам, рассматриваемые в качестве фундамента гранулитов. Интрузивные образования, помимо Колвицких анортозитов, представлены массивами основных-ультраосновных пород и гранитов. Интрузии ультраосновных пород (метапироксенитов и метаперидотитов) развиты вблизи побережья Колвицкой губы. Они слагают небольшие тела линзообразной формы размером первые десятки метров. Кроме того, закартированы две интрузии основных пород, которые залегают в южной части Колвицкой губы среди гнейсо-плагиогранитов, имеют линзовидную и округлую форму размером 1.2×0.3 км и около 150–200 м в поперечнике. Интрузии представлены среднезернистыми габброноритами и метаплагиопироксенитами в краевой зоне. Гранитоидный магматизм на участке представлен интрузиями существенно микроклиновых гранитов и субщелочных амфиболо-

вых гранитов. Первые из них развиты на побережье Колвицкой губы, где слагают крупный массив размером  $3.0 \times 0.2 \div 1.3$  км. Субщелочные амфиболовые граниты слагают два массива, залегающими среди гранат-пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев плоскотундровской толщи. Массивы имеют линзовидную форму размером  $0.5 \times 0.2 \div 0.3$  км. В результате работ отобрано 6 геохронологических проб, места отбора которых показаны на рис. 1.

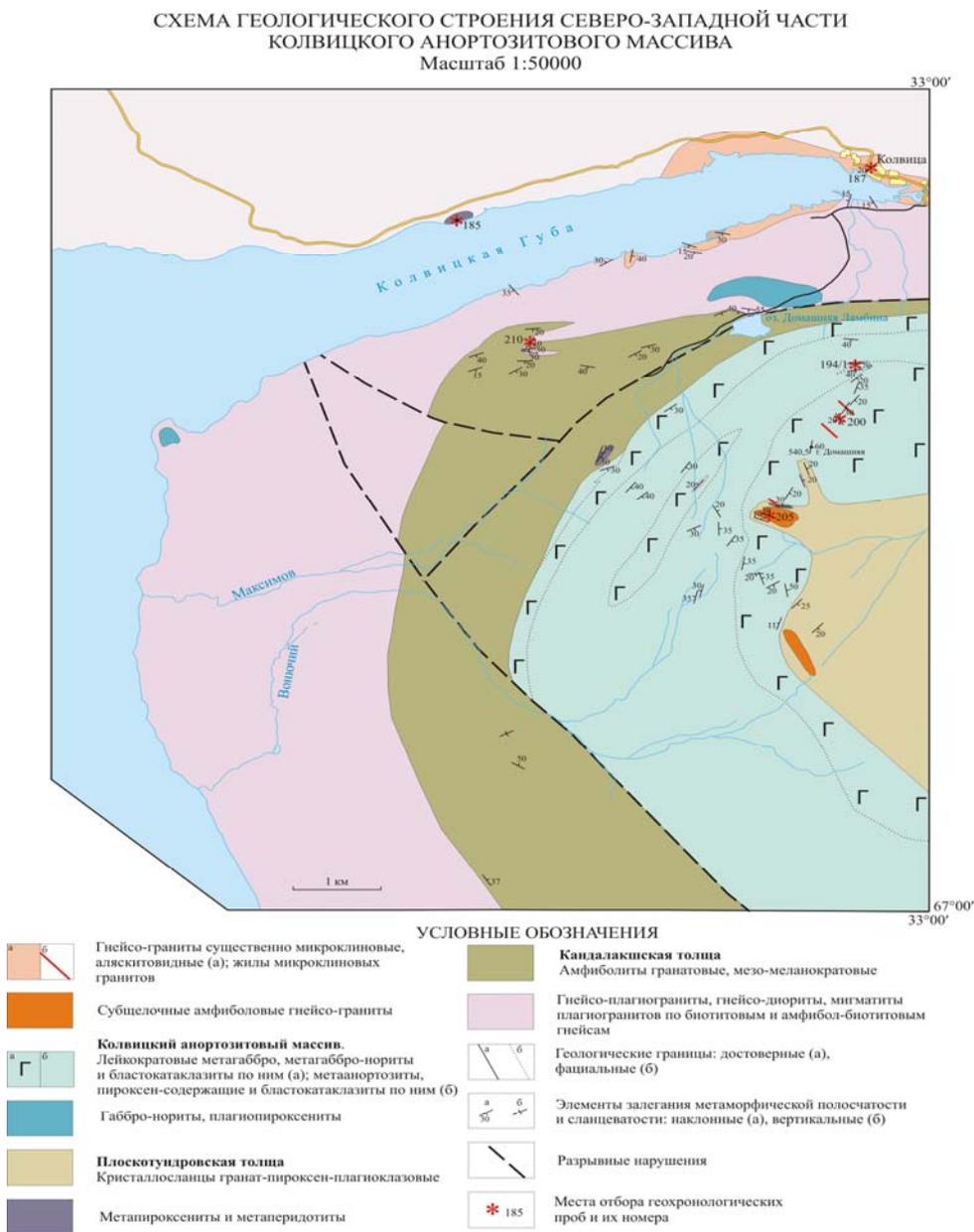


Рис. 1. Схема строения северо-западной части Колвицкого анортозитового массива (составил Чащин В.В., 2012).

Кандалакшский массив расположен к северу от предыдущего участка, в бассейне р. Лувеньги и включает западную часть Кандалакшского массива метаанортозитов. В результате проведенных работ детально изучен разрез северного крыла массива и фрагментарно – южного крыла. В районе Кандалакшских тундр интрузия прослежена на 25 км при ширине от 0.5 до 4 км, образуя в плане две полосы, смыкающихся в западном окончании, в разрезе массива предполагается мульдобразное строение.

В основании залегает, впервые встреченный, фрагмент краевой зоны, видимой мощностью первые метры, представленный мезократовыми метаноритами. Главная зона интрузии в основании сложена прерывистой полосой мощностью 200–300 м лейкократовых метагаббро. Выше по разрезу развита зона чередования метаанортозитов и лейкократовых метагаббро мощностью от 200–300 м до 1 км каждая. Все породы массива метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, катаклазированы и милонитизированы с образованием тонкополосчатых бластомилонитов и бластокатаклизитов состава гранат-плагиоклазовых, гранат-пироксен-плагиоклазовых и гранат-амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев. Среди пород Кандалакшского массива метаанортозитов зачастую встречаются маломощные прослои «эклогитоподобных» пород, имеющих в ряде случаев, как и в Колвицком массиве, субсогласное залегание с вмещающими породами по простиранию и секущее по падению. Контакты с подстилающими породами, представленными кандалакшской толщей гранатовых амфиболитов, не обнажены. Встречен контакт с залегающими гипсометрически выше образованиями плоско-тундровской толщи гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Кристаллосланцы на контакте тонкозернистые и тонкосланцеватые, содержат небольшие затеки метаанортозитов. Другие интрузивные образования представлены телом линзовидной формы метапироксенитов размером 100×50 м. В результате работ отобрано 4 геохронологических пробы, местоположение которых показано на рис. 2. Все пробы будут анализироваться в Кольском центре геохронологических и геохимических исследований коллективного пользования (ЦКП) при ГИ КНЦ РАН.

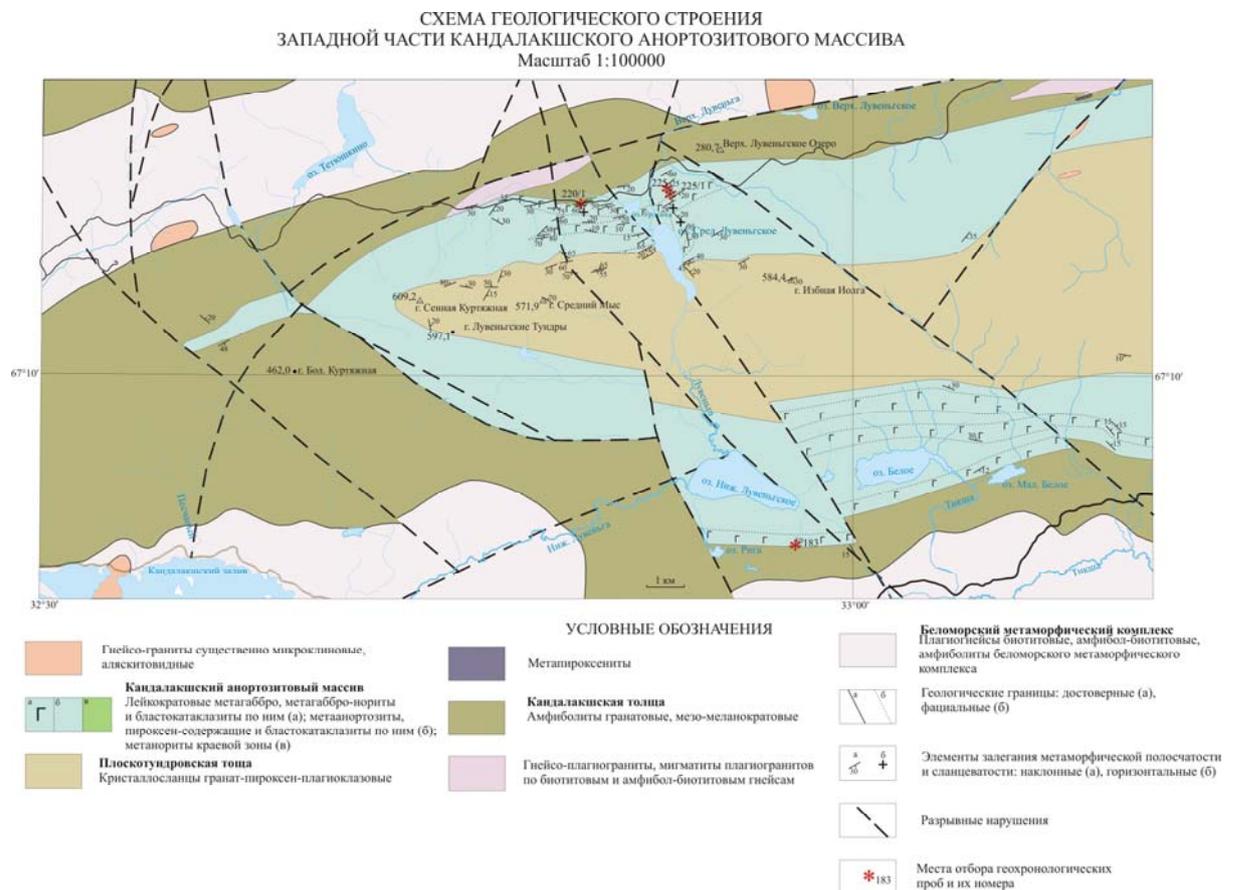


Рис. 2. Схема геологического строения западной части Кандалакшского анортозитового массива (составил Чащин В.В., 2012).

## **Литература**

1. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицин Р.В. и др. Изотопный возраст пород Колвицкого и Умбинского блок (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник МГТУ, 1998, Т.1, N 3.-С. 19-32.
2. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Каулина Т.В. Геохронология заключительных этапов раннепротерозойского магматизма в коллизионном шве Беломоро-Лапландского пояса Балтийского щита (Колвицкая зона) // ДАН, 1996, Т.350, N 5. – С. 665-668.
3. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорохтин Н.О. и др. Рост полиметаморфизма в гранулитовом поясе Кольского полуострова (Колвицкая зона) и U-Pb датирование анортозитовых ассоциаций // ДАН, 1993, Т. 331, N 3. – С. 332-334.
4. Гавриленко Б.В., Жабин С.В., Жиров Д.В., Пожиленко В.И. Геология рудных районов мурманской области. Издательство Кольского научного центра РАН, Апатиты, 2002. 359 С.
5. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья: U-Pb изотопные данные // Литосфера, Минск, 2000, № 12. – С. 85-98.
6. Фриш Т., Джексон Г., Глебовицкий В.А., и др. U-Pb геохронология циркона Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, Южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология, 1995, Т.3, N 3. – С.248-254.
7. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 168 с.
8. Borming Jahn, Fuyuan Wu and Bin Chen. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // 2000. Episodes. V. 23. № 2. P. 82-92.
9. Kislitsyn R. V., Timmerman M.J., Daly J.S. et al. Isotope data (U-Pb and Sm-Nd) on the Uмба granitoid complex, Kola Peninsula, Russia // Abstracts of the SVEKALAPKO 4<sup>th</sup> workshop, 18-21/11/99. Lammin, Finland/ 1999/ – P. 34.
10. Mitrofanov F.P., Balagansky V.V., Balashov Yu.A. et al. U-Pb age of gabbro-anorthosite massif in the Lapland Granulite Belt // Geology of the Eastern Finnmark-Western Kola Peninsula region. Spec. Publ. 7. 1995. – P. 179-183.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ ХАДАТИНСКОГО ТРАХИРИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

*Черкашин А.В.*

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: [alexey\\_cherkashin@vsegei.ru](mailto:alexey_cherkashin@vsegei.ru)

**В тезисе рассматриваются новые данные определения возраста кислых вулканитов Хадатинского трахириолитового комплекса, основанные на результатах датирования единичных цирконов, U-Pb методом определения изотопного возраста на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ.**

## NEW DATA TO DETERMINE THE AGE OF ACID VOLCANICS HADATA ULTRAPOTASSIC RHYOLITE COMPLEX

*Cherkashin A.V.*

VSEGEI, Saint Petersburg, Russia, E-mail: [alexey\\_cherkashin@vsegei.ru](mailto:alexey_cherkashin@vsegei.ru)

**In the thesis deals with new data to determine the age of acid volcanics Hadata ultrapotassic rhyolite complex, based on the results of the dating of single zircon, U-Pb method to determine the absolute age of the ion microprobe SHRIMP-II at Centre of Isotopic Research (CIR) VSEGEI.**

Хадатинский трахириолитовый гипабиссальный комплекс ( $\tau\lambda\epsilon_3-O_1hd$ ), распространён на Полярном Урале, в верховьях р. Б. Хадата. Ранее эти образования описывались в составе Пайпудынского риолитового гипабиссального комплекса ( $\lambda\epsilon_3-O_1pp$ ), выделенного И.А. Петровой [2,3]. Позднее, Хадатинский комплекс был выделен В.А. Душиным 1987 г., с петротипом «Генахадатинский массив» на правом берегу р. Генахадата [1]. Массив представляет собой вытянутое в субмеридиональном направлении тело, приуроченное к зоне тектонических нарушений северо-западного простирания, он сформирован пластовыми телами мощностью 0,5–25 м, прослеживающимися по на сотни метров в кварц-хлорит-мусковитовых сланцах минисейшорской свиты среднего рифея.

В ходе проведения полевых работ сезона 2011 года по составлению Госгеолкарты-1000/3 листа Q-42, нами были опробованы наиболее характерные разновидности трахириолитов для определения их изотопного возраста.

Образования комплекса представлены разнообразными по цветовой гамме, от тёмно-серых, с синеватым отливом, до зелёных, жёлтых, розовых и красно-фиолетовых, метатрахириолитами. Породы массивные, полосчатые, местами расланцёванные, особенно на согласных контактах с вмещающими пластовыми телами кварц-хлоритовых сланцев. В точке наблюдения 7086-7, наблюдается постепенный переход от кварц-хлорит-мусковитов сланцев, через переходную разность сильно расланцёванного кварцита к метатрахириолиту.

Образец № 7086-3, представлен массивной породой розовато-красно-фиолетовой окраски, с выделениями бело-молочного кварца, в которой на некоторых участках наблюдается присутствие сульфидной минерализации. Текстура характеризуется ярко выраженной директивностью, полосчатостью, с чередованием полос тонкозернистого

(0.01–0.3 мм) и более крупнозернистого агрегата (0.1–0.3 мм). По минеральному составу калиевый полевой шпат, как и кварц, достигают 50%; хлорит автоморфный, эпидот и мусковит – около 1%. Полосы тонкозернистого агрегата выполнены кварцем и калиевым полевым шпатом. Полосы крупнозернистого агрегата сложены кварцем и решетчатым микроклином с мусковитом. Вероятно, эта порода, в результате сложных процессов метаморфических преобразований была переработана до динамометаморфического ортосланца развитого по кислую калиевому вулканиту.

Образец № 7087 представлен массивным, слабо полосчатым метатрахириолитом, 60–70% которого сложено тонкозернистым (0,01–0,02%) агрегатом калиевого полевого шпата, с небольшой примесью кварца. Калишпат в основной массе не сдвойникован. Содержание мусковита и эпидота незначительно (до 1%). Для породы характерна флазерная текстура, с линзами и полосами мономинеральных агрегатов крупнозернистого кварца (0.1–0.2 мм) или калиевого полевого шпата (микроклиновая решетка). Вероятно, в процессе динамометаморфизма со слабым метасоматозом, в породе произошла перекристаллизация и укрупнение зёрен, с образованием скоплений кварца и решетчатого микроклина. Таким образом, образец 7087 можно охарактеризовать как динамометаморфический ортосланец по щелочному (калиевому) эффузиву.

Ранее, позднекембрийско-раннеордовикский возраст Хадатинского комплекса устанавливался на основании наличия галек ультракалиевых риолитов в горизонтах межформационных конгломератов минисейской свиты (Є<sub>3</sub>–О<sub>1ms</sub>), закартированных в верховье р. Б. Уса [1].

По результатам датирования единичных цирконов (рис. 3-4), U-Pb методом, на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСГЕИ, нами были получены впервые новые конкордантные возраста – 498 ± 5 млн л. и 494 ± 5 млн л. – свидетельствующие о **позднекембрийском** (τλЄ<sub>3hd</sub>) возрасте метатрахириолитов Хадатинского комплекса (рис. 1–2).

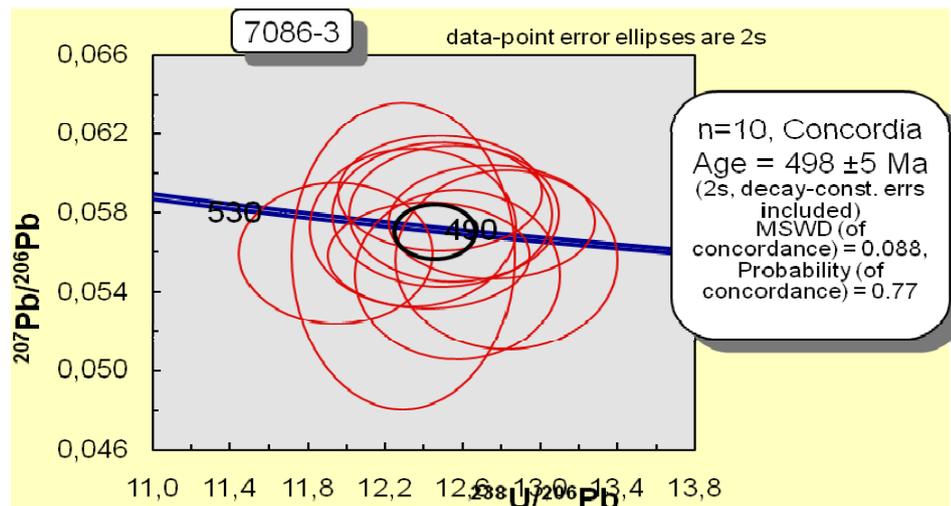


Рис. 1. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов трахириолитов Хадатинского массива (образец 7083-3).

Полученные данные свидетельствуют в пользу формирования этого комплекса, как временного и латерального аналога Пайпудынского гипабиссального комплекса, на на-

чальном этапе раннепалеозойского цикла тектоногенеза в обстановке континентально-го рифта.

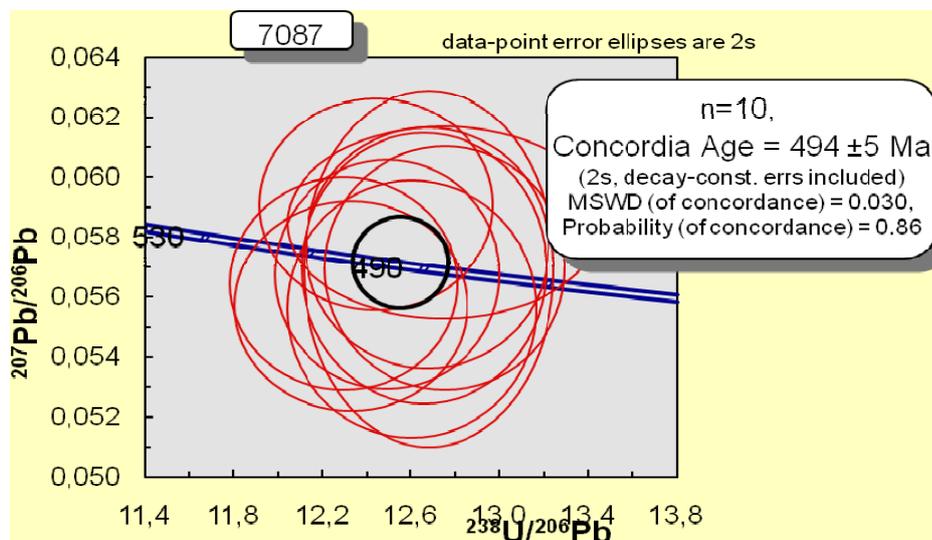


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов трахириолитов Хадатинского массива (образец 7087).



Рис. 3. Единичный циркон из пробы №7086-3.



Рис. 4. Единичный циркон из пробы №7087.

## Литература

1. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А., и др., Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000; Объяснительная записка; Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II (Лаборовая). Санкт-Петербург 2007.
2. Петрова И.А. Петрология доордовикских магматических формаций западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности/ Металлогенические формации, метаморфизм, металлогения Урала// Тр. II. Уральского петрограф. сов. Т. III. Свердловск, 1969. С. 181–188.
3. Лучинин И.Л. Позднебайкальская гранит-липаритовая формация в северной части Центрально-Уральского поднятия. Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 25–46.