

**Геохимия высокоглиноземистых андезитов и дацитов
на примере Среднего Урала**

Авдони́на И.С., Прибавкин С.В.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия, iavdonina@gmail.com

Изучение геохимических особенностей дайковых тел высокоглиноземистых андезитов и дацитов с вкрапленниками магматического эпидота, граната и мусковита позволило сделать ряд выводов об их происхождении. Эти породы формировались в надсубдукционной геодинамической обстановке о чем свидетельствует характер распределения РЭ и позиция составов на классификационных диаграммах Дж. Пирса в области вулканических дуг, а также среднедевонский возраст пород. Характер распределения РЗЭ, а также отсутствие отрицательных аномалий Zr-Hf и Nb в дацитах, высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, предполагает формирование андезитов и дацитов за счет плавления вещества древней силикатической континентальной коры.

The study of geochemical features of peraluminous andesite and dacite dikes with phenocrysts of magmatic epidote, garnet and muscovite to allow make some conclusions about their origin. These rocks were formed in subduction-related geodynamic setting as evidenced by the distribution of RE and the position of composition on the classification diagrams of J. Pierce in the field of volcanic arcs and middle-Devonian age of rocks. Distribution pattern of REE, absence negative anomalies of Zr-Hf and Nb in the dacites and high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ assume the formation of andesite and dacite from melting of ancient siliceous continental crust.

Урал представляет собой эпиокеанический ороген, заложенный на океанической коре с включенными в нее континентальными блоками. Это подтверждается геолого-геофизическими, изотопными данными и наличием древних унаследованных цирконов в магматических породах основного состава Тагильской островной дуги. В эволюции палеозойского магматизма Урала можно проследить последовательную смену комплексов, имеющих мантийный, мантийно-коровый и коровый генезис, при этом участие в магмообразовании древних континентальных блоков отмечается лишь на позднеорогенном этапе в пермское время [4].

Обнаруженные субвулканические тела дацитов и андезитов образуют дайковое поле площадью более 20 км², располагающееся на юго-восточной окраине Екатеринбурга. В западной части поля дайки прорывают габбро и дуниты Уктусского массива (аналога зонально-концентрических массивов Платиноносного пояса Урала), а в восточной - вулканогенно-осадочные породы Медведевской свиты нижнего девона, и секутся жильными телами плагиогранитов раннекаменноугольного возраста. Возраст дацитов по данным U-Pb датирования единичных зерен циркона составляет 391±2 млн. лет [3]. Предварительные данные первичного изотопного состава стронция в дацитах составляют 0,720, что доказывает (наряду с минеральным и химическим составом) их формирование за счет вещества древней континентальной коры.

Андезиты и дациты обладают порфировой структурой. Наблюдаются следующие парагенезисы минералов-вкрапленников:

дацит: $Pl(20-40\%)+Bt(10\%)+Ep(<10\%)+Qtz(<5\%)+Gt+Ap\pm Mu$,

андезит: $Pl(20-40\%)+Amp(10-15\%)+Ep(<10\%)+Ap+Ttn\pm Gt$

Базис имеет тонкозернистую аллотриоморфнозернистую структуру, в составе преобладает кислый плагиоклаз.

В обеих породах минералы-вкрапленники имеют схожий или идентичный химический состав. Кристаллы граната распространены, в основном, в дацитах, в андезитах встречаются реже и часто имеют структуры растворения. Химический состав гранатов из обеих пород соответствует спессартин-гроссуляр-альмандиновой разновидности ($Prp_{6-7}Sp_{15-20}Alm_{42-48}Grs_{27-29}$) и характеризуется высокой долей гроссулярового минерала, указывающей на высокобарические условия кристаллизации. Изучаемые дациты являются первыми уральскими вулканиками, в которых обнаружены вкрапленники магматического мусковита, отличающегося от вторичного повышенными значениями Ti, Fe, Na, $Fe/(Fe+Mg)$ и $Na/(Na+K)$ [1]. Вкрапленники титанита присутствуют только в андезитах. Титанит, как акцессорный минерал, характерен для плутонических пород и не типичен для вулканических. Наличие титанита в вулканиках, прежде всего, свидетельствует о повышенном содержании воды в расплаве. Особый интерес представляют крупные вкрапленники эпидота магматического генезиса, отличающиеся от вторичных зерен, развивающихся по темноцветным минералам (амфибол, биотит), идиоморфизмом и осциллярной зональностью, пониженным содержанием пистацитового компонента (Ps_{17-25}). Подавляющая часть вкрапленников амфибола соответствует паргасит-гастингситовой области составов. Единичные реликты в замещенных зернах отвечают эдениту. Поздние зерна и каймы представлены актинолитом и роговой обманкой. В породах наблюдаются ранние магматические вкрапленники биотита, отличающиеся от вторичного меньшей железистостью и повышенным содержанием TiO_2 . Плагиоклаз в андезитах и дацитах образует крупные короткопризматические кристаллы, в которых заключены зерна более ранних выше описанных минералов. На постмагматической или метаморфической стадии плагиоклаз был сосюритизирован и в настоящее время представлен альбитом.

Изучаемые андезиты и дациты относятся к умереннощелочным ($Na_2O+K_2O - 5-9\%$), высокоглиноземистым $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)>1,5$ породам. Они являются более редким случаем высокоглиноземистых вулканических пород, содержащим вкрапленники магматического эпидота, граната и мусковита.

Построение классификационных геодинамических диаграмм Дж. Пирса показало, что андезиты и дациты ложатся в поля пород вулканических дуг.

На спайдер-диаграмме (рис. 1.а) изучаемые андезиты и дациты характеризуются пологим спектром распределения РЗЭ. При этом андезиты располагаются выше дацитов, а в последних появляется слабая отрицательная аномалия европия. Такой характер распреде-

ления РЗЭ в породах можно интерпретировать как единую дифференционную серию. Вмещающие нижнедевонские вулканиты андезибазальтового состава (пироксеновые порфириты) и комагматичные им габбро-гранитные интрузии отличаются низким La/Yb отношением и не могут являться родоначальным расплавом для андезитов и дацитов. Поздние магматиты ТТГ состава, слагающие крупный Верхисетский батолит с возрастом от 374 до 274 млн. лет [2,5], наоборот, характеризуются высоким La/Yb отношением. Наиболее близкий характер распределения РЗЭ к андезитам и дацитам имеет верхняя континентальная кора.

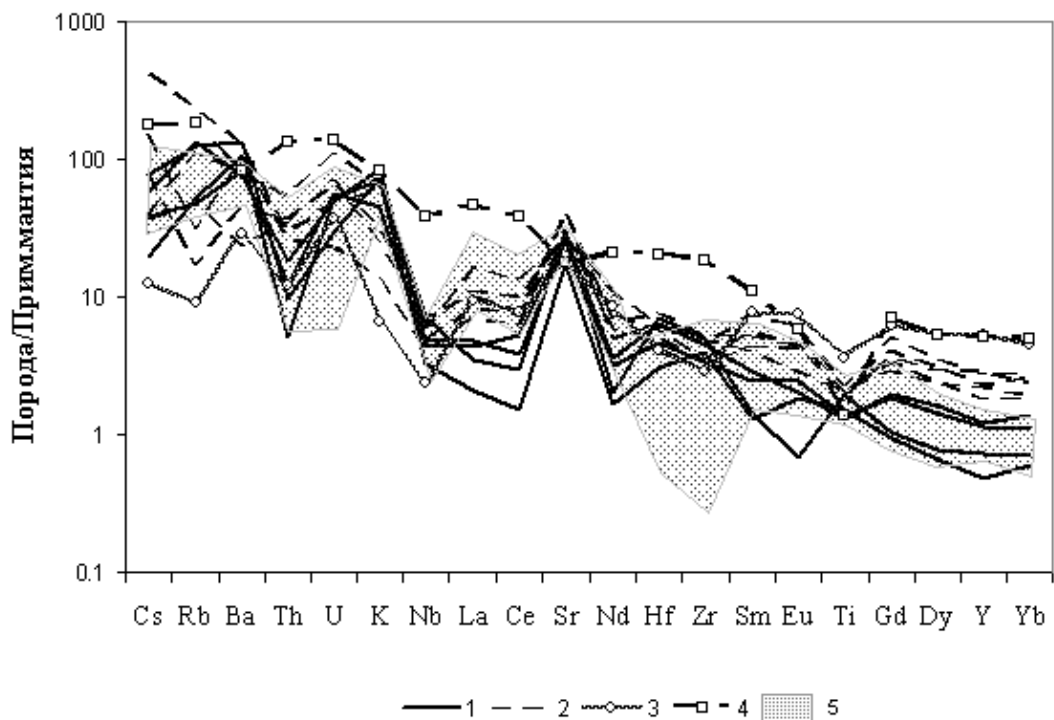


Рис. 1.а.

На спайдер-диаграмме распределения РЭ (рис. 1.б) видны различия геохимических особенностей исследуемых пород от вмещающих пироксеновых порфиритов и пород Верхисетского массива. Последние характеризуются сочетанием отрицательных аномалий Nb, Zr-Hf с положительными Sr, Ba, что свидетельствует о формировании пород в островодужной, надсубдукционной обстановке. Характер распределения элементов-примесей в андезитах отличается от дацитов присутствием отрицательной Nb аномалией. В дацитах Nb аномалии не наблюдается. Также в обеих породах отсутствует аномалия Zr-Hf, но наблюдается положительный пик Sr. Такой характер распределения элементов-примесей может свидетельствовать о гибридных условиях формирования андезитового и дацитового расплава. Вероятно, формирование пород могло происходить в условиях задугового рифтогенеза, за счет плавления блоков древней континентальной коры.

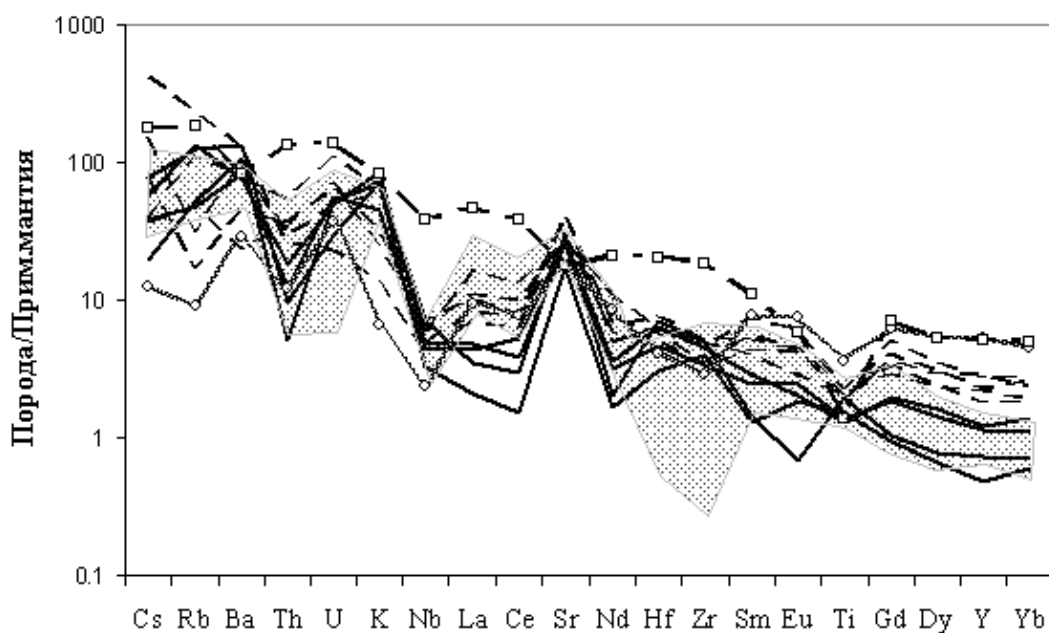


Рис. 1.6.

Геохимические особенности пород, а также предварительные данные изотопного состава стронция позволяют предполагать, что высокоглиноземистый андезитовый и дацитовый расплав образовался в результате плавления блоков преимущественно сиалической континентальной коры в надсубдукционной геодинамической обстановке, имеющей место на Среднем Урале в среднем девоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ: 08-05-00018-а, 09-05-00911-а и программ ОНЗ РАН-2 (09-Т-5-1011); ОНЗ РАН-10 (09-Т-5-1019).

Литература:

1. Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б. Состав и природа мусковита из гранитов // ЗВМО, 1988. Ч. СХVII. Вып. 2. - С. 137-144.
2. Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н. В. U–Pb-цирконовый возраст диоритов чувовской габбро-диоритовой серии Верхисетского массива (Средний Урал) // ДАН. 2009. Т. 425. № 1. - С. 72-75.
3. Прибавкин С.В., Бородина Н.С., Гмыра В.Г. Новые данные о составе и времени формирования дацитов, содержащих фенокристы мусковита, граната, эпидота (Средний Урал) // Ежегодник-2006. ИГГ УрО РАН, 2006. С.138-144.
4. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Интрузивный магматизм ранних стадий развития уральского эпикоеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия. 2009. № 2. - С. 1-21.
5. Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics, 2000. v. 317. № 1-2. - P. 93-108.

Особенности строения и детальная петрографическая характеристика пород трапповой формации в пределах Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции Байкитской антеклизы (Восточная Сибирь)

Алексеева К.С.

РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия, alekseevaks@mail.ru

Выявлены двенадцать уровней развития трапповых тел в разрезе осадочного чехла Юрубчено-Тохомской (ЮТЗ) зоны нефтегазоаккумуляции. Проведен анализ мощностей и зон распространения трапповых тел. Построена карта вертикальной насыщенности трапповыми телами разреза осадочного чехла ЮТЗ. Выделены зоны максимальной и минимальной насыщенности разреза трапповыми телами в пределах исследуемого района. Установлены области развития трапповых тел в различных структурных зонах ЮТЗ. Выявлены основные петрографические характеристики пород трапповой формации.

Twelve levels of development trap bodies in the sedimentary section of Yurubcheno-Tokhomskay (YUTZ) oil-and-gas accumulation region have been indentified. The analysis of thickness and zones of spreading trap bodies has been performed. Map of the vertical saturation of the trap bodies in the sedimentary section of the YUTZ has been constructed. Trap bodies zones of maximum and minimum saturation within area of interests are determined. Proveniences of tarp bodies development in various YUTZ structural zones are identified. Identified the main petrographic characteristics of rocks trap formation.

Юрубчено-Тохомская зона нефтегазоаккумуляции располагается в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы Сибирской платформы. С этой зоной связаны крупные запасы углеводородов, приуроченные к рифей-вендским отложениям.

На исследуемой территории существенную роль в строение осадочного чехла играют тела долеритов, которые являются составной частью трапповой формации. В пределах нефтегазоносных провинций Байкитской антеклизы строение и свойства природных резервуаров во многом определяются степенью воздействия на них процессов траппового магматизма. Эти процессы отразились на степени сохранности древних залежей УВ, фильтрационно-емкостных свойствах вмещающих пород, а также на структуре ловушек УВ.

Цель данного исследования заключается в выявление закономерностей строения и основных петрографических характеристик пород трапповой формации в пределах западного склона Байкитской антеклизы. В достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- Выделение и корреляция трапповых тел в разрезе осадочного чехла;
- Выявление особенностей распространения трапповых тел в пределах западного склона Камовского свода;
- Определение зон максимальной и минимальной насыщенности трапповыми телами разреза осадочного чехла на изучаемой территории;
- Детальное петрографическое исследование долеритов: макроскопическое и микроскопическое исследование пород;

- Анализ химических и геохимических данных;
- Петрофизические исследования пород;

В пределах исследуемой территории на основании детальной корреляции и циклостратиграфического анализа разрезов скважин было выявлено двенадцать уровней распространения силлов различной стратиграфической приуроченности. На основании полученных данных были построены карты мощностей для каждого выделенного уровня, что позволило определить зоны развития всех силлов, закономерности изменения толщин, а также оценена степень насыщенности трапповыми телами разреза осадочного чехла в целом. В разрезе зафиксированы дайки, которые также приурочены к различным структурным зонам.

На данной территории в катангской свите было выделено два уровня развития силлов, приуроченных к западной части района. Средняя мощность катангского силла составляет около 16 метров.

Собинский силл по отношению к катангскому - имеет ограниченную область распространения. Мощность силла составляет около 12 метров.

В усольской свите выделено четыре уровня внедрения трапповых тел. Первый уровень приурочен к приконтактной зоне между подосинскими солями и карбонатными породами осинского горизонта. Данный силл является наиболее распространенным в пределах ЮТЗ и перекрывает нижележащие отложения в южной и западной частях района. Мощность варьируется от 15 до 90 метров. Второй уровень усольского силла приурочен к осинскому горизонту. Этот силл имеет крайне ограниченную зону распространения. Средняя мощность составляет 19 метров. Третий уровень усольского силла приурочен к центральной и северо-восточной части района, где его мощность изменяется от 17 до 60 метров. В одной из скважин на данном уровне, по - видимому, зафиксирована дайка мощностью около 130 метров. Четвертый уровень имеет локальное распространение и выделен лишь в трех скважинах, расположенных в различных структурных зонах, что скорее всего указывает на наличие даек на данном уровне.

Бельского силл на данной территории выявлен лишь в двух скважинах, расположенных в северо-западной части района. Мощность данного силла достигает 140 метров.

Булайский силл распространен в восточной части ЮТЗ. Мощность в некоторых скважинах достигает 100 метров.

Ангарский силл распространен по всей исследуемой территории. Выделяются два уровня пластовых интрузий. Средняя мощность ангарского силла достигает около 80 метров.

В объеме эвенкийской свиты мощность траппового тела колеблется в пределах от 25 до 78 метров. Эвенкийский силл имеет локальное распространение.

Проведенный анализ позволил выявить зоны максимальной и минимальной насыщенности разреза трапповыми телами. Эти зоны четко разделяют Юрубчено-Тохомскую зону нефтегазонакопления на четыре области. В общем плане зона с максимальной насыщенностью приурочена к западной части района, а минимальная – к восточной части района. Данная закономерность, возможно, объясняется блоковым строением Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления.

В работе также был проанализирован керновый материал по Камовской скважине. Скважина прошла по породам трапповой формации около пятидесяти метров, керном охарактеризована средняя часть траппового тела в объеме трех метров.

В основном породы темно-серые и серые массивные. В зонах вдоль трещин они приобретают рыжеватый оттенок за счет вторичных преобразований.

По размеру зерен породы можно разделить на три разновидности: мелкозернистые в (образцы 1-2, 1-3, 1-4); среднезернистые (образцы 1-5, 1-6, 1-7, 1-8, 1-9, 1-10) и среднекрупнозернистые (образцы 1-11, 1-12, 1-13, 1-14, 1-15, 1-16). В породах развита система трещин. В мелкозернистой части 3 системы трещин: субвертикальные, субгоризонтальные и наклонные под углом 55° к оси керна. Субвертикальные трещины частично открытые или выполнены хлоритом, карбонатами и сульфидами, субгоризонтальные заполнены биотитом и сульфидами, а наклонные, помимо хлорита, сульфидов и карбоната, частично выполнены пренитом. В среднезернистой части разреза породы также подвержены интенсивной трещиноватости. Отмечаются тонкие от 1 до 2 мм субвертикальные, субгоризонтальные и наклонные трещины, проходящие под углом 60° к оси керна. Субвертикальные и наклонные трещины выполнены пренитом и шпинелью гидротермального и скарнового генезиса соответственно. Вокруг трещин в породах устанавливаются зоны вторичных преобразований.

В породах встречаются включения округлой формы - везикулы (2,4-4,0 мм), стенки которых выполнены темно-зеленым амфиболом, центральные части – гематитом. В ряде случаев в центральной части везикул отмечены кристаллы галита.

Среди мелкозернистых разновидностей выделяются три петротипа: оливиновый базальт (образец 1-2); оливиновый долерит с офитовой структурой (образец 1-3); оливиновый долерит с пойкилоофитовой структурой (образец 1-4). Другие части траппового тела представлены средне- и крупнозернистыми оливиновыми долеритами с пойкилоофитовой структурой.

Породы были подвержены многочисленным вторичным процессам, отмечаются проявления натрового, калиевого и кремниево-кальциевого (скарн) метасоматоза, а также гидротермальные преобразования. Вторичные преобразования охватывают либо весь объем породы, либо приурочены к трещинам, везикулам и прилегающим к ним участкам.

По петрохимическим параметрам исследуемые породы соответствуют семействам ультраосновных и основных пород, виду оливиновых базальтов и оливиновых долеритов, толеитовой серии, трапповой формации. По распределению редкоземельных элементов все породы идентичны, что указывает на образование их из единого магматического очага.

На петрохимических диаграммах породы образуют два поля фигуративных точек, обособленных друг от друга, что, по-видимому, свидетельствует о двух стадиях кристаллизации магмы.

Установленные высокие значения плотности $2,84-2,98 \text{ г/см}^3$ характерны для магматических пород основного состава. На контактах между пачками пород отмечалось значительное снижение их плотности до $2,88-2,84 \text{ г/см}^3$.

Породы обладают высокими значениями магнитной восприимчивости $2000-5000 \cdot 10^{-5}$ СИ, что обусловлено значительным содержанием в них магнетита. В средней части разреза значения магнитной восприимчивости относительно низкие, в нижней – максимальные.

Значения гамма-активности значительно варьируют по разрезу, что связано по-видимому с различиями проявления вторичных процессов.

Породы практически лишены открытой пористости, но их изолирующие свойства снижены за счет существенной трещиноватости. Можно предположить развитие в данных образованиях трещинных коллекторов в зонах крупных тектонических нарушений.

**Стадии и длительность становления Юстыдского гранитного массива
(Горный Алтай)****Вовшин Ю.Е.**ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия, vsvovshin@mail.ru

Юстыдский гранитный массив располагается в одноименном прогибе Юго-Восточного Алтая. Петрографические, минералогические, петрохимические, геохимические, термобарометрические и изотопно-геохимические исследования позволяют выделить две стадии становления Юстыдского массива: магматическую и постмагматическую. По результатам датирования U-Pb методом (SRIMP II) можно предполагать, что длительность становления Юстыдского массива составляет около 5,5 Ma.

Justyd granitic massif is located in Justyd deflection. Petrographic, mineralogical, petrochemical, geochemical, termobarometers and isotope-geochemical studies can distinguish two stages of formation of an Justyd massif: magmatic and post-magmatic. According to the results of U-Pb dating method (SRIMP II) can be assumed that the duration of the formation Justyd massif is about 5.6 Ma.

Гранитные интрузии юстыдского комплекса располагаются в одноименном прогибе юго-восточного Алтая. В состав комплекса входят: Богутинский, Юстыдский, Барбургазинский, Тоштуозекский, Тургеникольский массивы, которые конформно располагаются в структуре прогиба в виде цепочки тел субмеридионального простирания. Гранитные массивы прорывают мощную (до 8 км) толщу терригенно-осадочных отложений (юстыдская серия), охватывающих живетский, франкский и фаменский ярусы, разделенные на три свиты: ташантинскую (D₂), барбургазинскую (D₂₋₃) и богутинскую (D₃).

Юстыдский массив по своим структурным, петрографическим и петрохимическим особенностям является типоморфным для юстыдского комплекса [1,2].

В 2008 году автором были проведены целенаправленные маршрутные исследования в северо-западной экзо- и эндоконтактной части Юстыдского массива, в результате которых по макроскопическим особенностям состава и строения (текстура) удалось выделить 8 фациальных разновидностей пород, которые в непрерывном разрезе от экзоконтакта к центральной части массива постепенно сменяют друг друга. Выделены фации: порфировидных крупнозернистых биотитовых гранитов; среднезернистых биотитовых гранитов лейкократовых; мелко-среднезернистых гранитов лейкократовых; среднезернистых равнозернистых гранитов лейкократовых; средне-равнозернистых биотитовых гранитов лейкократовых; мелкозернистых биотитовых гранитов; среднезернистых мезократовых гранитов. Дополнительными критерием выделения разновидностей гранитов являлось наличие и степень наложенных изменений.

По совокупности петрографических признаков данные фациальные разновидности объединены в ряд зон.

Внутренняя зона представлена слабо измененными хорошо раскристаллизованными разновидностями гранитов. Эталонными, для выделенной зоны, являются крупнозернистые

биотитовые (биотит-роговообманковые) лейкограниты с крупными (до 6 см) порфировидными выделениями калиевого полевого шпата. Минеральный состав: Qu 30-40%, KFsр 35%, Pl 20-25%, Bt 10-15%. Отличительной чертой гранитов данной зоны является наличие зерен голубого кварца (5-10% по массе), которые равномерно распределены по объему и имеют размеры до 1,5-2 см.

Переходная (промежуточная) зона представлена мелкозернистыми, средне-мелкозернистыми биотитовыми гранитами лейкократовыми. Минеральный состав: Qu 30-45%, KFsр 30-35%, Pl 20%, Bt около 5%. Текстурно-структурной особенностью выделенной зоны является наличие локальных зон протоклаза. По протокластическим изменениям часто проявляется грейзенизация (45-50% объема гранитов). Особенности протокластических изменений значительно четче диагностируются при петрографических наблюдениях. Общая гипидиоморфная структура гранитов в зонах протоклаза локально осложняется агрегативными образованиями преимущественно кварцевого и кварц-полевошпатового состава, ксеноморфной структуры. Мелкозернистость, корродированность зерен протокластическим минералом, сутурность границ кварцевых зерен и их волнистое угасание – это одни из основных петрографических признаков выделения зон протоклаза.

Внешняя зона представлена средне-мелкозернистыми, неравномернозернистыми лейкогранитами и мезогранитами. Минеральный состав: Qu 30-35%, KFsр 25-30%, Pl 20%, Bt 10-25% (до 35-40% в мезократовых разностях). В типичных гранитах данной зоны порфировидные выделения полевого шпата составляют не более 5% по массе, а их размеры не более 1 см. Зерна голубого кварца, по сравнению с гранитами внутренней зоны, здесь встречаются гораздо реже и не превышают размеров 0,5-0,7 см. По гранитам внешней зоны так же можно наблюдать процессы постмагматической грейзенизации (локально до 30% по массе).

Петрографические, минералогические, петрохимические, геохимические, термометрические и изотопно-геохимические исследования позволяют выделить две стадии становления Юстыдского массива: магматическую и постмагматическую. Результаты изучения газово-жидких включений в кварце, цирконометрия и полученные U/Pb датировки дали возможность установить параметры температуры, давления и времени становления массива на магматической и постмагматической стадиях.

По результатам термометрических исследований и интерпретации полученных данных [3] установлено:

– граниты внутренней зоны кристаллизовались при давлении 2,3-2,5 кбар (глубина около 4,5–5,5 км), а температура гомогенизации флюидных включений в кварце равна 460°С.

– граниты переходной зоны кристаллизовались в условиях давления в 1,8-1,9 кбар

(глубина около 3 - 4 км) и температуре 355°-360° С.

– граниты внешней зоны кристаллизовались в условиях давления в 0,8-1,2 кбар (глубина около 1,5 - 2 км); температура гомогенизации флюидных включений в кварце равна 315-205° С.

Для получения параметра времени становления Юстыдского массива на магматической и постмагматической стадии был использован уран-свинцовый метод датирования (SHRIMP II). Из эталонных проб, каждой из зон, были выделены мономинеральные фракции цирконов. По морфологическим признакам произведен отбор типоморфных цирконов из неизменных гранитов, грейзенизированных разностей и протоклаза.

Прозрачные, цирконы из неизменных гранитов розоватого и желтого цвета, представлены идиоморфными кристаллами длиннопризматического облика. Размер зерен 210 – 330 мкм. Удлиненные зерна двухфазного строения: темная центральная часть с нарушенной тонкой магматической зональностью и темная краевая. Все точки измерений относятся к краевым частям зерен. Основная группа цирконов имеет конкордантный возраст 374 ± 6.6 Ма.

Прозрачные и мутные цирконы из гранитов, в которых интенсивно развит протоклаз, розоватого и грязно-желтого цвета, представлены в основном субидиоморфными кристаллами длиннопризматического облика, зачастую зерна корродированны. Основная группа цирконов имеет конкордантный возраст 366.4 ± 5.1 Ма.

Мутные и полупрозрачные цирконы в грейзенизированных гранитах в основном розоватого и желтого цвета, часто с большим количеством включений. Представлены идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического облика. Размер зерен 125 – 250 мкм. Основная группа цирконов имеет конкордантный возраст 368.4 ± 6.2 Ма.

В результате проведенных исследований и интерпретации полученных данных можно предположить, что длительность становления Юстыдского массива составляет порядка 5,6 млн. лет – это временной интервал между магматической и постмагматической стадиями.

Литература:

1. *Говердовский В.А.* Магматические и рудные комплексы Юстыдского рудного узла (Юго-Восточного Алтая). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Новосибирск 1991.

2. *Долгушина А.А.* Вольфрамоносные гранитоиды юго-восточной части Горного Алтая. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Новосибирск 1979.

3. *Толмачева Е.В.* Термобарогеохимические исследования при регионально-геологических исследованиях и геологосъемочных работах с общими поисками в областях развития докембрия: Метод.рек. / Науч.ред. Морозов А.Ф. и др. Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». 1999.

**Геологическое строение, петрографическая и рудно-геохимическая
характеристики умереннощелочного массива Аминдомаоя
(Центральная Карелия)**

Дмитриева А.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, *DmitrievaA-V@yandex.ru*

Данная работа посвящена комплексному геологическому изучению неоархейского массива Аминдомаоя (Ондозерско-Сегозерская площадь) в сопоставлении с хорошо изученным (С.Б. Лобач-Жученко с соавторами) Панозерским плутоном.

Актуальность изучения санукитоидных комплексов заключается в том, что они являются своеобразными маркерами заключительной стадии развития конвергентных мезоархейских систем в пределах Карельского кратона, при этом понимание петрологической эволюции формирования данных массивов необходимо для корректной интерпретации всего архейского этапа геологического развития региона.

This paper is dedicated to a complex geological study of the Neoarchean massive Amindomaoja (Ondosero-Segozero site) in comparison to a well investigated (S.B. Lobach-Zhuchenko at al.) Panozero intrusion.

Studying sanukitoid complexes is an urgency because they are original markers of the final convergent Mesoarchean systems development stage within Karelian kraton. Moreover petrology evolutions of the formation of massifs is essential for the correct interpretation of geological development of the entire in Archean.

В центральной части Карельского геоблока выделяют умереннощелочные массивы (Г.М. Павлов, В.А. Богачев, В.Д. Слюсарев, Иваников и др.). В состав Сяргозерского субщелочного комплекса все исследователи территории включают габбро-нориты, пироксениты, монцониты, кварцевые монцониты, сиениты и субщелочные граниты. Массивы умереннощелочных пород, кислые фазы которых относят к санукитоидам, детально изучались С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаевым, Н.С. Арестовой, Н.С. Гусевой и др. [3, 7]. Самыми крупными и известными из них являются: Панозерский, Хаутаваарский, Ньюкозерский и Таловейс с возрастом близким к 2,7 млрд. лет. Наиболее хорошо изучен Панозерский плутон, представляющий собой многофазный интрузив, в его составе выделяют породы, варьирующие от ультрамафитов до кварцевых монцонитов [1, 3]. К этой же группе относят менее изученный массив Аминдомаоя, расположенный в 15 км северо-западнее о. Сяргозеро. Он входит в состав Сяргозерского габбро-монцонит-сиенит-гранитового комплекса Ц. Карелии [4, 5].

Изучение массива Аминдомаоя основано на полевых материалах В.Д. Слюсарева, а также анализе петрографических и петрохимических данных основных породных литотипов, проведено микросондовое изучение породообразующих, рудных и акцессорных минералов.

Интрузив Аминдомаоя прорывает сложноскладчатую лопийскую структуру. В современном эрозионном срезе представляет неправильный овал, вытянут в субмеридиональном направлении и имеет видимые размеры 3,4×2 км.

Строение массива Аминдомаоя неоднородное. По структурно-петрографическим признакам можно выделить три основных типа пород: 1– амфиболизированные габбро-пироксениты юго-западной зоны и пироксениты ксенолитов, 2- умереннощелочные габбро северо-западного участка и 3– монцодиориты центральной части.

В юго-западной зоне интрузива развиты меланократовые среднезернистые амфиболиты по габбро-пироксенитам и их пегматоидные разности. Минеральный состав представлен роговой обманкой - 75-80%, плагиоклазом – до 10%, биотитом - 5-15%, рудные минералы (ильменит, сфен, сульфиды) составляют от 1 до 5%. Акцессорные – монацит и ортит, обрастающий эпидотом. Пегматоидные разности амфиболитов отличаются высоким содержанием плагиоклаза, К-полевого шпата и кварца. Они прорываются поздними жилами и дайками диоритов и плагиопорфиритов.

В северном эндоконтакте развиты мелкозернистые умереннощелочные габбро. Они состоят из пироксена – до 40%, полевых шпатов (плагиоклаз + К-полевой шпат) - 45%, биотита - 3-5%, оливина, замещенного илдингситом – до 1-3%. Акцессорные минералы: апатит и монацит. В породах часто встречаются ксенокристы (от 3 до 15%), которые представлены сростанием пироксена, замещенного тонковолокнистым амфиболом. В участках тектонических нарушений породы подвержены метасоматическому изменению, пироксен последовательно замещается тонкой каймой биотита, актинолита, крупным бластическим биотитом более поздней генерации. Отмечается наличие нерешетчатого Na-K полевого шпата до 10-15%.

Центральная часть плутона сложена лейкократовыми порфировидными биотит-авгитовыми монцодиоритами. Породы состоят преимущественно из полевого шпата 75-85%, количество пироксена (авгит) достигает 5-10%, биотита - 5% .

Ксенолиты пироксенитов встречаются среди монцодиоритов центральной части массива. Они сложены, главным образом, моноклинным пироксеном - 80%, плагиоклазом - 3%, биотитом – 3-5%, роговой обманкой – 3-4%. Рудная ассоциация представлена единичными зернами ильменита и сульфидов. В зоне тектонического нарушения ксенолиты подвержены метасоматическим изменениям, что проявляется в увеличении количества биотита (20-25%), появлении кварца (3-4%), присутствии рудного компонента (3%), образовании гнезд апатита (1-1,5%) и наличии единичных зерен турмалина.

Выделенные при полевом изучении тела ультрабазитов среди монцодиоритов и ксенокристы пироксенов в микроструктуре умереннощелочных габбро, позволяют предполагать дискретность внедрения магматических фаз. К первой фазе относятся пироксениты ксенолитов и амфиболизированные пироксениты краевой части массива, ко второй – умереннощелочные габбро северной зоны и монцодиориты центрального участка. Породы подвержены автосоматозу, в ослабленных зонах интенсивному К-метасоматозом.

По химическому составу содержание SiO_2 в породах возрастает от 45,64% в амфиболитизированных пироксенитах до 58,34 в монцодиоритах (рис. 1). Умереннощелочные габбро-монцодиориты характеризуются повышенными значениями суммы щелочей (до 6 вес. %), в отличие от габбро-пироксенитов (ср. 2,9 вес. %).

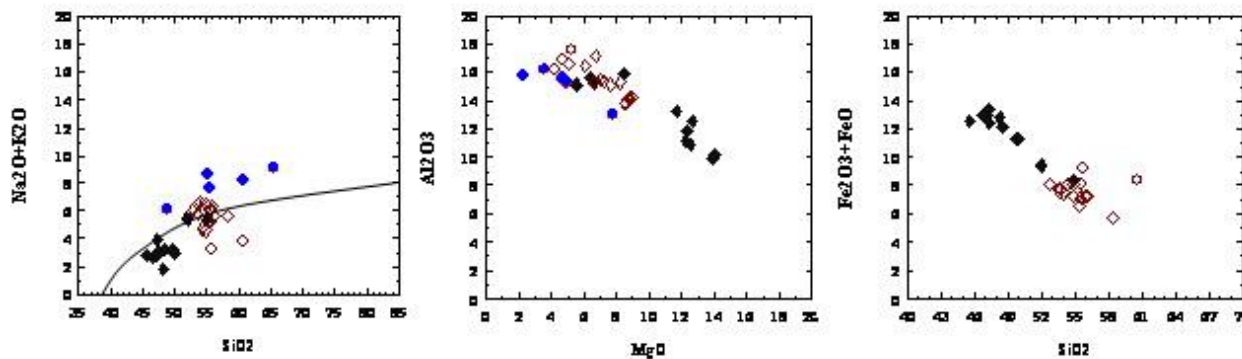


Рис. 1. Характеристические диаграммы пород массива Аминдамаоя:

◆ - габбро-пироксениты I фазы, ◇ - умереннощелочные габбро-монцодиориты II фазы, ○ - диориты, ● - средний состав пород Панозерского массива

В умереннощелочных габбро и монцодиоритах отношение $\text{Rb}/\text{Sr} < 0,15$, в ксенолитах ультрамафит-мафитов - 0,18. K/Rb имеет значительные колебания как в первой (144-486,7, ср. 316), так и во второй фазах (203-400, ср. 234). Отношение $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ равно 0,39-0,52 и 0,41-0,54, соответственно.

На диаграммах Харкера наблюдаются тренды, отражающие фракционный характер кристаллизации, связанный с уменьшением количества пироксена и анортитовой составляющей в плагиоклазе. Составы пород образуют две компактные области, что обусловлено многофазностью внедрения расплава. Небольшие отклонения связаны с наличием пегматоидных разностей амфиболитов, а также флюидным воздействием. На фоне уменьшения содержания Fe и Mg происходит увеличение концентрации щелочей, Rb, Ba, что отражает увеличение количества плагиоклаза и K-полевого шпата в ходе кристаллизации магматического расплава.

Породы обоих магматических циклов дают значительные вариации по многим транзитным и литофильным элементам (Ba, Rb, Ti, P, V, Cr). Подобная картина обусловлена различными соотношениями в породах биотита, пироксена, апатита, магнетита, ильменита, а также отражает химическую гетерогенность расплава, возникшую за счет механического (гравитационного) перераспределения минералов в ходе его движения и кристаллизации. Практически повсеместно отмечена высокая титанистость биотита, выраженная в красноватом оттенке минерала, а также в выпадении в нем избыточного титана в виде рудных компонентов. В умереннощелочных габбро содержание примеси TiO_2 в биотите варьирует от 2,5 вес. % до 4,5 (ср. 3,45).

Микрозондовое изучение умереннощелочных габбро массива Аминдомаоя показало, что породообразующие минералы представлены полевыми шпатами (андезин, анортоклаз, в измененных породах альбит, иногда микроклин), пироксеном (гиперстен и салит), биотитом. Вторичные - амфиболом (роговая обманка, актинолит), встречаются хлорит и барит. Основными рудными минералами являются ильменит, реже магнетит, в зонах изменения встречается сфен и рутил. Наибольшее содержание примеси Ti и V присуще породам первого магматического цикла и достигает 1,5 вес. %.

Магнетит часто встречается в виде включений в гиперстене размером до 10 мкм, он содержит примеси TiO_2 – 1,2% и V_2O_5 – 1,92–2,2%. В ильмените отмечается примесь MnO от 0,85 до 1,71%. Рутил характерен для измененных габбро зоны тектонических нарушений, имеет размер до 100 мкм и содержит примесь V_2O_5 до 1,37 вес. %, также часто образует прожилки в ильмените и ассоциирует с хлоритом, что подтверждает более позднюю кристаллизацию. При изменении умереннощелочных габбро наблюдается последовательное замещение породообразующих (пироксен → амфибол → хлорит) и образование рудных минералов магнетит, ильменит → сфен → рутил (рис. 2). В измененных габбро тектонической зоны встречаются сульфиды (рис. 3). К ранней рудной ассоциации относятся пирротин-пентландит-меринскит-электрум (рис. 4). К поздней фазе, образующейся при более низких температурах, - пирит-марказит-галенит-сфалерит-халькопирит-касситерит-киноварь. Касситерит встречается в трещинах в виде единичных округлых зерен (до 3 мкм). Его образование, скорее всего, связано с воздействием поздних жил диоритов-кварцевых диоритов, отмеченных в данной зоне при полевом изучении. Киноварь также выделяется на более поздних стадиях, образует микровключение размером менее 1 мкм в амфиболе.

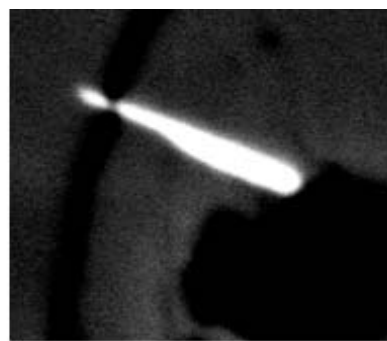
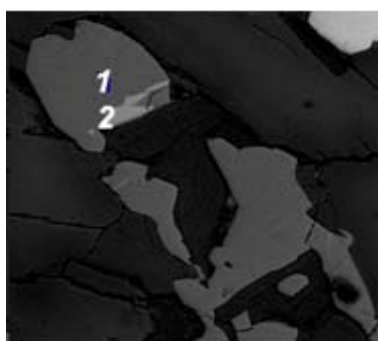


Рис 2. 1 – рутил с V_2O_5 1,37 вес. % (около 100 мкм); 2 – ильменит

Рис 3. 1 – пирит; 2 – халькопирит (15 мкм); 3 – пирротин, замещенный марказитом; 4–5 – пентландит с примесью Co

Рис. 4. меринскит (2 мкм)

Среди аксессуаров были установлены апатит, ортит, монацит и циркон. Наличие РЗЭ характерно для ортита (La_2O_3 4,93 вес. %, Ce_2O_3 10,55) и монацита (La_2O_3 18,63-23,73 вес. %; Ce_2O_3 23,73-33,92; Pr_2O_3 2,48; Nd_2O_3 9,32-11,27; Th_2O_3 11,28).

Литература:

1. Гусева Н. С. Геология и петрология Панозерского санукитоидного Плутона (Центральная Карелия). Автореферат. С-Пб, 2006. 26 с.
2. Ларионова Ю. О. и др. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т.15. № 6. С. 571-593.
3. Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П., Гусева Н.С., Арестова Н.А., Коваленко А.В. Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007, Т.15. №5. С.493-523.
4. Павлов Г. М. Интрузия субщелочных габброидов бассейна р. Аминдомая (Центральная Карелия). Геология, магматизм. Оперативно-информационные материалы за 1983 г. Петрозаводск, 1984. С. 12-14.
5. Слюсарев В. Д. и др. Щелочной магматизм района Сегозера // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. №.3. С. 66-85.
6. Сыстра Ю. Ю. Тектоника Карельского региона, Спб, 1991. 175 с.
7. Чекулаев В. П., Лобач-Жученко СБ., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Эволюция магматизма Карелии как основа для выделения архейских террейнов. Материалы международной конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. С. 176-177.
8. Щипцов В. В. и др. Геологическая эволюция Ондозерской структуры. Гранитоиды архея юго-восточной части щита. Л.: Наука, 1987. 358 с.
9. Щипцов В.В. и др. Находка железистых кварцитов в районе ручья Аминдомаоя (Центральная Карелия). Геология и стратиграфия докембрийских образований, Петрозаводск, 1982. 45 с.
10. Jaana Halla, Jeroen van Hunen, Esa Heilimo, Pentti Hölttä. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics // Precambrian Research. 2009. V.174. P. 155-162.

Геохимия ксенолитов из мезоархейского островодужного комплекса Хаутаваарской структуры (Центральная Карелия)**Гоголев М.А., Светов С.А.**ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, *mag-333@mail.ru*

Геохимическая характеристика включений автолитов и ксенолитов из мезоархейского Хаутаваарского островодужного комплекса Игнойльской палеовулканической постройки показала их неоднородность. Выделены основные разновидности включений - ксенолиты пироксенитов, габброидов, эпидозитов, трахидацитов и автолиты андезитов. Рассмотрены содержания редких и редкоземельных элементов во включениях, что позволило провести их геохимическую типизацию и оценить роль коровой и мантийной компоненты в образовании первичных расплавов.

The geochemical characteristic of autolith and xenolith inclusions from the Mesoarchean Hautavaara island-arc complex of the Ignoilsky paleovolcano has shown their heterogeneity. The main varieties of inclusions are xenoliths of pyroxenites, gabbroides, epidositites, trachydacites and autoliths of andesites. Trace elements and rare-earth elements data were used for geochemical identification of the inclusions and estimation the role of crust and mantle components in formation of primary melts.

Изучение ксенолитов из субвулканических комплексов мезоархейских островодужных систем позволяет получить важную информацию о составе, строении и эволюции ранней континентальной коры и реконструировать условия формирования уникальных породных серий в конвергентных режимах.

Объектом данного исследования является древнейший мезоархейский андезитовый вулканический комплекс Хаутаваарской структуры (представленный Игнойльской палеовулканической постройкой) Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии.

На современном эрозионном срезе в пределах Игнойльской палеовулканической постройки выделяется центральный некк (площадью 10 км²), окруженный полем прижерловых лавовых и пирокластических пород. Некк слагают андезидациты с U-Pb-возрастом 2995±20 млн. лет [3]. Геохимический состав пород некка Игнойского палеовулкана характеризуется следующими содержаниями: SiO₂ - 54,35-76,75 мас. %, Na₂O - 3,83-4,70 мас %, K₂O/Na₂O - 0,3-0,44, MgO - 1,5-4 мас %, Sr и Ba около 450 г/т и 500 г/т, соответственно, высокими Sr/Y отношением (>20) при Y- менее 18 г/т, что позволяет классифицировать данную серию как адакитовую [2].

Детальное изучение пород центрального некка позволило выделить в его составе большое количество включений, представленных автолитами и ксенолитами, размером от 2-3 см до 5 м в диаметре. Проведенное петрографическое изучение включений позволило провести их классификацию и выделить следующие типы:

1. Автолиты (пробы св-07-2а, 5а) имеющие серийно - порфировую микроструктуру и сложенные: вкрапленниками - плагиоклаза, амфибола, при основной массе выполненной

плагиоклазом, амфиболом, биотитом, хлоритом и эпидотом. По минералогическому и химическому составу автолиты подобны породам некка.

2. Ксенолиты пироксенитов (пробы св-07-3а, 3б, 7а, 9) сложены главным образом пироксеном, сохранившемся в виде реликтов, и роговой обманкой, по которым развивается актинолит, биотит и хлорит.

3. Ксенолиты габброидов (пробы св -07- 4а, 10, 17, 18) характеризуются бластоофитовой микроструктурой. Породообразующие минералы в них представлены сосюритизированным плагиоклазом, амфиболом, биотитом, хлоритом и эпидотом.

4. Ксенолиты эпидозитов (пробы св-07-6, 8, 13, 19) являются наиболее распространенным типом включений, их минеральный состав представлен: эпидотом, альбитом, кварцем и хлоритом.

5. Ксенолиты трахидацитов (проба св-07-11) представленные светло-серой породой с порфировой микроструктурой, в которой фенокристаллы выполнены сосюритизированным плагиоклазом, а основная масса - альбитом, эпидотом и кварцем.

В отличие от петрографической типизации по геохимической характеристике ксенолиты и автолиты центрального некка (по содержанию редких и редкоземельных элементов (РЗЭ)) (рис. 1) можно разделить на четыре группы.

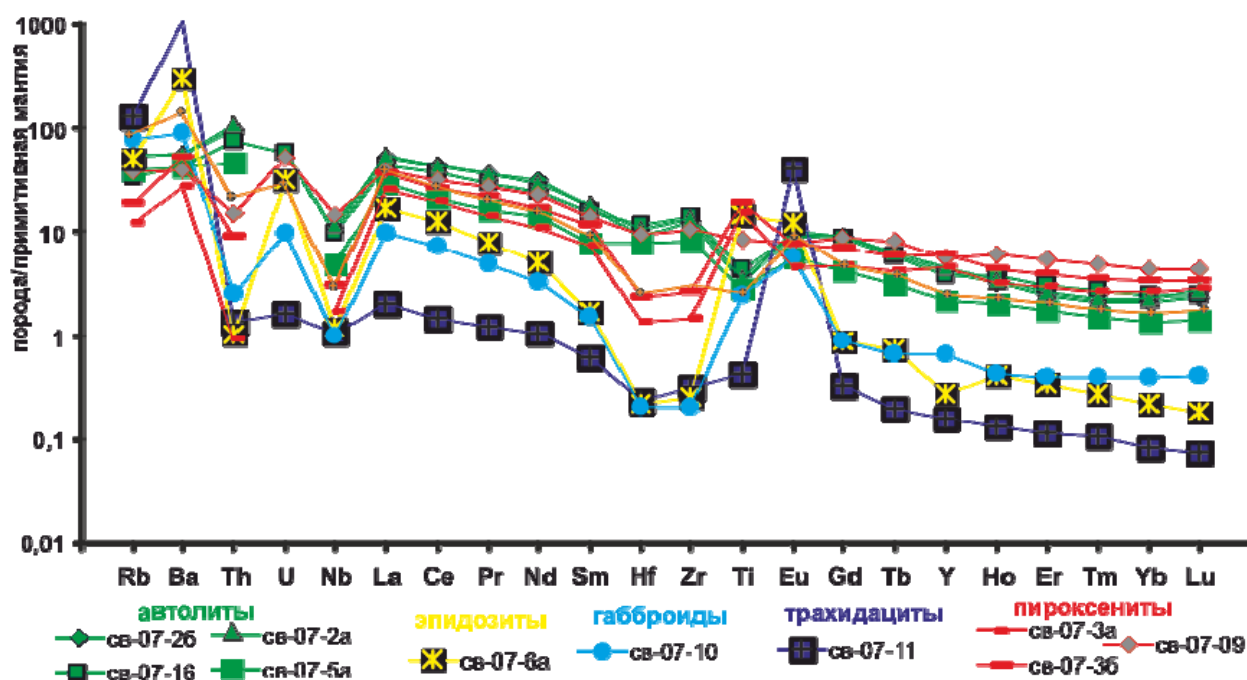


Рис. 1. Распределение редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в автолитах и ксенолитах Игнойевского палеовулкана. Нормировано по примитивной мантии [5].

В первую группу входят автолиты, которые имеют спектр распределения РЗЭ слабо фракционированный с отрицательными аномалиями по Ti и Nb и повышенными содержаниями Rb и Ba. Не вызывает сомнений, что они подобны адакитам центрального некка.

Вторая группа представлена пироксенитами, в тренде которых, в отличие от автолитов имеются отрицательные аномалии по Hf и Zr и положительная по Ti. Эти породы возможно являются реститом, образовавшимся при кристаллизационной дифференциации адакитового расплава.

В третью группу входят габброиды и эпидозиты, имеющие деплетированный тренд в области ТРЗЭ. Данные характеристики интерпретируются как взаимодействие расплава слэба с веществом мантийного клином.

Четвертая группа представлена трахидацитами ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9.83$ вес%) со специфическим спектром. Характер распределения РЗЭ подобен автолитам, но деплитирован всеми элементами, за исключением положительной аномалии по Eu, Rb и Ba. Их генезис дискусионен, так как они являются продуктом сложного смешения в корово-мантийной системе.

Содержание малых элементов в автолитах и ксенолитах Игнойльского палеовулкана и их отношения (таблица) позволяет судить об участии в источнике вещества мантийной и коровой компоненты. Наблюдается, что автолиты имеют характеристики близкие к континентальной коре, ксенолиты пироксенитов характеризуются отношениями близкими к мантийным (переходный тип мантии между примитивной и деплетированной).

Таблица

Отношения малых элементов для матрикса, автолитов и ксенолитов Игнойльского палеовулкана.

| Отношения элементов и изотопов | Примитивная мантия | Деплетированная мантия | Континентальная кора | Матрикс | | Автолиты | | Пироксениты | | | Эпидозиты | Габброиды | Трахидациты |
|--------------------------------|--------------------|------------------------|----------------------|----------|----------|----------|----------|-------------|----------|----------|-----------|-----------|-------------|
| | | | | св-07-2б | св-07-16 | Св-07-2а | св-07-5а | св-07-3а | св-07-3б | св-07-09 | | | |
| Zr/Nb | 14.8 | 30 | 16.2 | 18.3 | 22.5 | 18.2 | 26.0 | 13.7 | 13.8 | 11.3 | 3.3 | 3.3 | 4.7 |
| La/Nb | 0.94 | 1.07 | 2.2 | 4.59 | 4.17 | 4.33 | 5.76 | 14.09 | 11.60 | 2.59 | 13.77 | 9.70 | 1.83 |
| Ba/Nb | 9 | 4.3 | 54 | 51 | 42 | 47 | 86 | 155 | 173 | 27 | 2479 | 899 | 9798 |
| Th/Nb | 0.117 | 0.07 | 0.44 | 1.064 | 0.89 | 1.084 | 1.14 | 0.064 | 0.36 | 0.123 | 0.10 | 0.307 | 0.15 |
| Th/La | 0.125 | 0.07 | 0.2 | 0.23 | 0.21 | 0.25 | 0.2 | 0.005 | 0.03 | 0.05 | 0.01 | 0.03 | 0.08 |
| Ba/La | 9.6 | 4 | 25 | 11 | 10 | 11 | 15 | 11 | 15 | 10.3 | 180 | 92.7 | 5352 |

Примечание: содержание элементов в примитивной, деплетированной мантий и континентальной коре [4].

Для эпидозитов и габброидов наиболее информативными являются отношения Zr/Nb и Th/Nb, которые показывают их мантийную природу.

Трахидациты имеют концентрации Ba превышающие в сотни раз содержания его в коре и мантии и в десятки раз – в других ксенолитах; отношения Th/Nb и Th/La сходно с характеристиками деплетированной мантии.

Анализ сравнительных диаграмм Th-Zr и La-Yb (рис. 2) позволяет отнести автолиты и ксенолиты Игнойльского палеовулкана к континентальному сегменту литосферы.

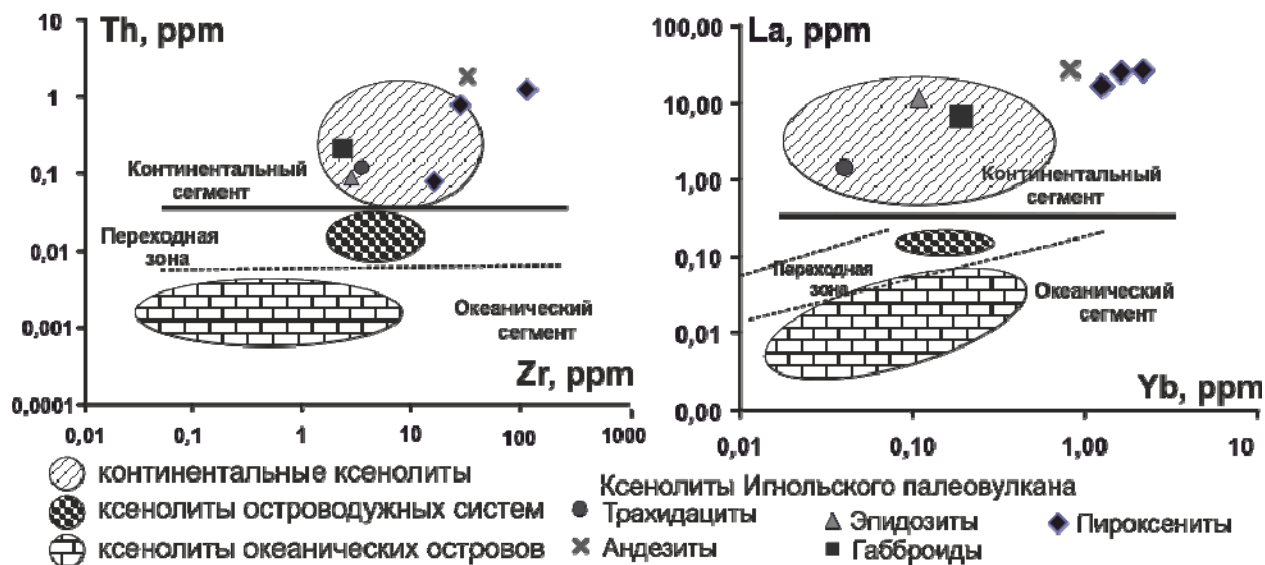


Рис. 2. Расположение фигуративных точек ксенолитов Игнойльского палеовулкана на бинарных диаграммах Th-Zr и La-Yb с нанесенными полями континентальных, островодужных и океанических ксенолитов [1].

Таким образом, проведенная типизация ксенолитов и автолитов из мезоархейского адакитового некка на основе геохимической характеристики показала, что петрографически выделяемые разновидности ксенолитов имеют неоднородную химическую природу. Основываясь на распределении РЭ и РЗЭ выделяются четыре группы включений, которые характеризуют не только процессы первичной дифференциации адакитовых расплавов, но и маркируют эпизоды взаимодействия коровых и мантийных магм, демонстрируя сложную эволюционную модель формирования континентальной коры Карельского кратона в мезоархее.

Литература:

1. Балашов Ю.А. Развитие гетерогенности литосферы: геохимическое обоснование // Петрология. 2009. Т.17. № 1. - С. 97-100.
2. Светов С.А. Новые данные по геохимии древнейших (3,05-2,95 млрд.лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388. № 5. - С. 664-668.
3. Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс. ... канд. г.-м. н. 1989. - С. 24.
4. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. - М.: ЛКИ, 2008. - 560 с.
5. McDonough W.F. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. - P. 223-253.

Некоторые особенности вещественного состава туфов трапповой формации венда юго-запада Беларуси**Гракович И.Ю.**ГП «БелНИГРИ», Минск, Республика Беларусь, www.geology.org.by

На основании минералогического, геохимического и петрографического изучения пирокластических пород вендской трапповой формации Беларуси, вскрытых скважинами Рогозна-1, 1831д и 786, выявлена изменчивость их вещественного состава по латерали и проведена корреляция туфовых толщ. Постепенное фациальное замещение литологических разновидностей туфов к востоку и северо-востоку от Луковско-Ратновской горстовой зоны туффитами сопровождается сменой состава катагенетического цемента пород: цеолитового на глинисто-карбонатный и карбонатный. Сделан вывод об образовании этих пород в мелководном континентальном бассейне. Вендские туфогенные породы Беларуси следует рассматривать как перспективный объект на выявление в них полезных ископаемых: самородной меди, натриевых цеолитов, бентонитовых глин.

The material composition areal variability has revealed and the correlation tuff sequences was revealed on the basis of mineralogical, geochemical and petrographic investigation of pyroclastic rocks of the trappean formation of Vendian within Belarus, in corestacked from Rogozna-1, 1831d and 786 boreholes. The gradual replacement of lithological facies of tuffs by tuffites to the east and northeast of the Lukov-Ratnov Horst zone is accompanied by the change of the rock katagenetic cement: zeolite for clay-carbonate and carbonate ones. The conclusion was done on the formation of these rocks in a shallow continental basin. The vendian tuffogenic rocks should be considered as a promising object to identify them for exploration of native copper, sodium zeolite, bentonite clays within Belarus.

Вендские вулканогенные образования распространены почти на 80 % территории Беларуси. Их относят к ратайчитской свите волинской серии нижнего венда. Представлены они толщей неоднократно чередующихся в разрезе эффузивных, пирокластических (туфы, туффиты) пород. Максимальная мощность толщи (200–350 м) характерна для Подляско-Брестской впадины и Луковско-Ратновского горста, на остальной территории ее мощность не превышает 100 м [1,3].

Вещественный состав туфов изучался в разрезах скважин Рогозна – 1 (далее Р1), 1831д и 786. Первые две скважины пробурены в пределах Луковско-Ратновской горстовой зоны, где туфы залегают на потоках пикробазальтов нормального ряда, трахибазальтов и высокомагнезиальных базальтов субщелочного ряда и образуют толщу мощностью около 200 м [2]. Скважина 786 пробурена на западном склоне Полесской седловины, где туфогенная толща залегает непосредственно на терригенных отложениях горбашовской свиты, мощность толщи здесь постепенно сокращается до 80–100 м и далее на восток выклинивается. При этом происходит постепенное изменение строения разреза туфовой толщи: туфы сменяются в восточном направлении туффитами. Аналогичным образом в северном и северо-восточном направлении от Луковско-Ратновской зоны туфы сменяются туффитами, а далее – туфопесчаниками [1].

Цель данного исследования заключается в выявлении изменчивости вещественного состава туфогенных пород по латерали и корреляции образуемых ими толщ, так как к некоторым из них приурочена самородно-медное и сульфидно-медное оруднение.

Минералогическое, петрографическое и геохимическое изучение вендских вулканитов вскрытых в этих скважинах, позволило выделить три толщи туфогенно-осадочных пород: 1, 2 (2а, 2б) и 3.

Толща 1 выявлена только в скважине Р1 и сложена туфами пикробазальтов. Туфы витро-литокластические, псаммитовой, алевро-псаммитовой, алевроитовой структуры. Породы крепкие, буровато-зеленовато-серого цвета, массивные, местами со слабо выраженной слоистостью. Поверхность напластования часто неровная, мощность слоев невыдержанная. Слоистость подчеркивается постепенной, иногда резкой сменой размерности обломочного материала и ориентировкой уплощения вулканокласт по напластованию туфов.

Туфы состоят из обломков пикробазальтов и базальтов (5–10%), гиалобазальтов с микролитами плагиоклаза (5–10%), литокластами пузыристой базальтовой лавы серовато-зеленого до черного цвета (30–75%). Присутствует две разновидности вулканического стекла (10–30%): 1) бутыльно-зеленого цвета с высоким рельефом, часто с черными каемками, изотропное; 2) псевдоморфозы сапонита бледно-зеленого цвета по вулканическому стеклу, часто со сферическими стяжениями хлорита. Цемент туфов базально-поровый, порово-базальный анальцимовый (5–15%, местами до 30%); по данным рентгено-структурного анализа на глубине 441,0–466,0 м – базально-поровый анальцим-томсонитовый (10–15%).

Для пород характерны невысокие содержания Ti (3000–5000 г/т) и высокие относительно туфов других толщ – Cr (180–210 г/т).

Толща 2 мощная (до 200 м), встречена в разрезе всех скважин и наиболее распространена. В разрезах скважин Р1 и 1831д сложена туфами витро-литокластическими, с прослоями лито-витрокластическими, основного состава. Породы в целом пестроцветные, в основном зеленовато-серые, от пелитовой до псефо-псаммитовой структуры.

Туфы состоят из: обломков оливиновых базальтов (до 5–10%), гиалобазальтов (10–20%), пузыристых витрокласт рогульчатой формы – псевдоморфоз сапонита по вулканическому стеклу (30–45%), литокласт пористой базальтовой лавы серовато-черного до бурого цвета (20–55%), и небольшого количества округлых обломков кислых эффузивных пород розовато-буроватого цвета.

Цемент туфов разреза скважины Р1 базальный анальцимовый, реже цеолит-анальцимовый. Содержание анальцима 5–15%, до 30% в прослое псефо-псаммитовых туфов. В разрезе скважины 1831д цемент туфов цеолит-гейландитовый (10–20%), местами анальцимовый и шабазит-цеолитовый, к низу толщи – прослоями карбонатный и гидрослюдистый, в основном базального, реже – порово-базального типа.

Разрез скважины 786 сложен туффитами, с прослоями туфов смешанного состава. Породы рыхлые, некрепкие, характеризуются явной кривой слоистостью; имеют псаммитовую, реже алевро-псаммитовую структуру. Цвет в целом лиловато-бурый, серовато-лиловый с фиолетовым оттенком.

В составе туфов диагностируются: базальтовая лава двух разновидностей – изотропная и пузыристая зеленовато-серая (25–40%); рогульчатые витрокласты сапонитизированного вулканического стекла бледно-буроватого, буровато-кирпичного цвета (10–30%); обломки пород кислого и основного состава (10–25%); нормально-осадочный материал, представленный зернами кварца и полевым шпатом угловатой формы (15–20%). Цемент (5–10%) туффитов гидрослюдистый, гидрослюдисто-карбонатный, гидрослюдисто-сапонитовый базального и базально-порового типов, реже пленочный сапонитовый. Встречены прослойки с обильным (20–40%) карбонатным цементом базального типа.

Породы 2 толщи содержат меньше Sr (100–150 г/т), чем 1 толща. По химическому составу 2 толщу можно разделить на 2а и 2б. Туфы интервала 2а характеризуются более низким Ti 6000–10000 г/т и более высоким Ni 90–170 г/т. Туфы интервала 2б содержат больше Ti 8000–15000 г/т и меньше Ni 40–180 г/т. Толща 2а прослеживается в скважинах Р1 и 1831д, 2б – в 1831д и 786.

Толща 3 встречена в скважинах 1831д и 786. Представлена туфами и туффитами смешанного состава, что отражается в повышенном содержании Ва.

Породы толщи 3 массивные, крепкие, местами рыхлые, трещиноватые. Состоят из обломков изотропной слобопористой базальтовой лавы (30–50%), базальтов и гиалобазальтов (10–30%), кислых пород (5–20%), витрокласт бледно-зеленоватого рогульчатого сапонитизированного вулканического стекла (20–30%). Туффиты содержат примесь (до 15%) терригенного нормально-осадочного материала (кварц, полевые шпаты). Породы разреза скважины 1831д имеют базально-поровый, базальный анальцим-гейландитовый и анальцимовый цемент (5–10%). Туфы и туффиты скважины 786 имеют базальный карбонатный (кальцит, доломит) и карбонатно-глинистый (10–15%), пленочный сапонитовый (5%) цемент.

Для пород 3 толщи характерно повышенное содержание Ti 9000–15000 г/т, относительно 1 и 2, содержание Sr 100–150 г/т и Ni 100–150 г/т остаются на уровне пород 2 толщи.

Таким образом, проведенные исследования вещественного состава туфогенных пород показывают, что постепенное фациальное замещение литологических разновидностей туфов к востоку и северо-востоку от Луковско-Ратновской горстовой зоны туффитами сопровождается сменой состава катагенетического цемента пород: цеолитового на глинисто-карбонатный и карбонатный. Присутствие угловатых обломков терригенного нормально-осадочного материала в туффитах говорит о близости области его сноса.

Отложение туфов и туффигов происходило в водной среде, о чем свидетельствует сапонитизация вулканического стекла и обильный цеолитовый цемент. Преобладание в его составе натриевых цеолитов объясняется натриевой спецификой очагов субщелочной базальтовой магмы [2].

Геохимическая специфика широко распространенных туфов второй и третьей толщи указывает на их родство с оливиновыми базальтами субщелочного ряда, что требует дальнейших геохимических исследований. Распространение высокохромистых туфов толщи 1 коррелируется с локальным развитием потоков пикробазальтов на западе рассматриваемой территории.

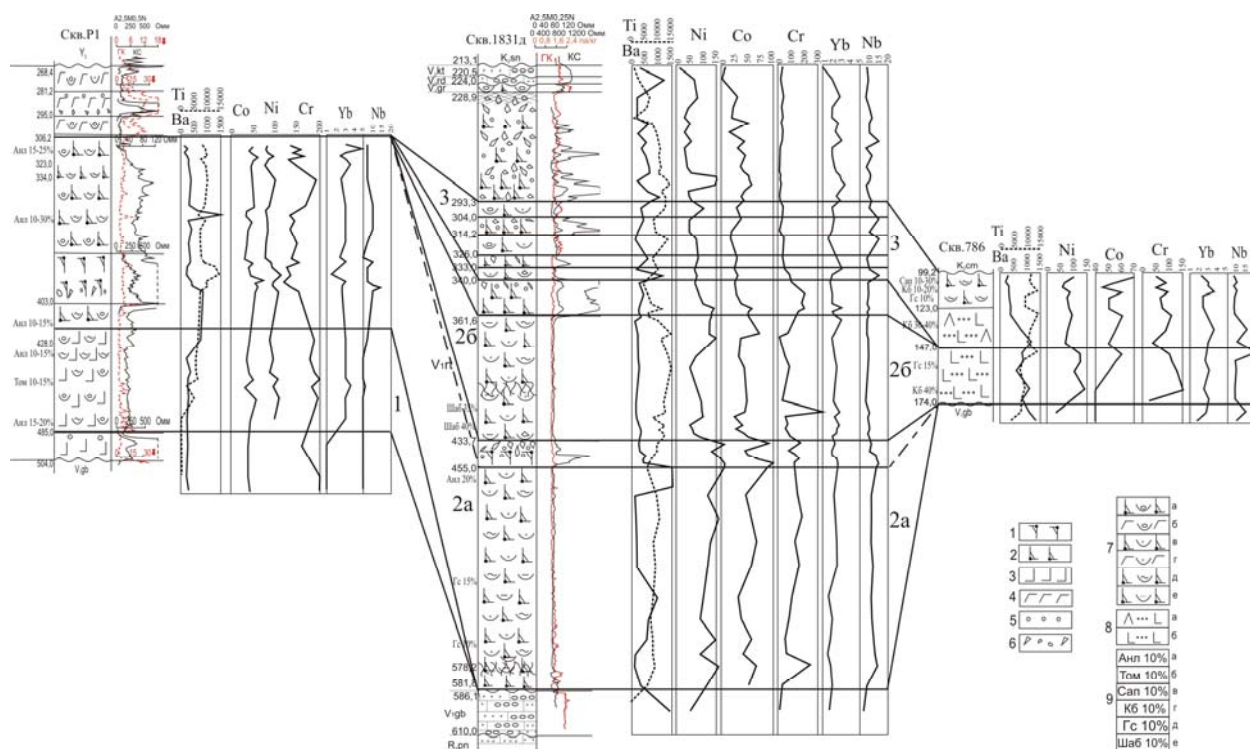


Рисунок. Разрез вулканогенной толщи ратайчицкой свиты нижнего венда, вскрытый скважинами P1, 1831д и 786

Рис. Разрез вулканогенной толщи ратайчицкой свиты нижнего венда, вскрытых скважинами Рогозна-1, 1831д, 786.

1 – оливиновые долериты; 2 – пикробазальты; 3 – оливиновые базальты; 4 – дациты; 5 – миндалекаменные эффузивы; 6 – лавобрекчии; 7 – туфы: а – псефитовые основного состава, б – псефитовые кислого состава, в – псаммитовые основного состава, г – псаммитовые кислого состава, д – алевроитовые основного состава, е – пелитовые основного состава; 8 – туффигов: а – смешанного состава, б – основного состава; 9 – в составе цемента (%): а – анальцима, б – томсонита, в – сапонита, г – карбоната, д – гидрослюды, е – шабазита. Туфовые толщи: 1, 2а, 2б, 3.

Литература:

1. Геология Беларуси / Под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева [и др.]. Мн. 2001 г. 630 с.

2. *Кузьменкова О.Ф.* Геохимия трапповой формации венда Беларуси. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Республиканское унитарное предприятие «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт». Мн. 2009. 285 с.

3. *Махнач А. С., Н.В. Веретенников.* Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1970. 236 с.

**Петрология и геохимия вариолитовых лав Ялгубского кряжа
(Онежская структура, Центральная Карелия)****Гудин А.Н.**ИГЕМ РАН, Москва, Россия, *vilfrid@bk.ru*

Приведены новые петролого-геохимические данные по вариолитовым базальтам из Центральной Карелии. Показано, что они сформированы вариолями риолитового состава и пикробазальтовым матриксом, имеющими при этом близкие геохимические характеристики. Установлено, что концентрически-зональное строение вариолей обусловлено диффузионными процессами. Сделан вывод о происхождении вариолитов за счет смешения контрастных расплавов (минглинга).

New petrologo-geochemical data on variolite basalts from the Central Karelia is cited. It is shown that they are generated rhyolite varioles structure and picrobasalt matrix, having thus close geochemical characteristics. It is established that the concentrically-zone structure of varioles is caused by diffusive processes. The conclusion is drawn on origin variolites at the expense of mixture contrast melt (mingling).

Термин вариолит («оспенный камень») используется для обозначения пятнистых пород основного состава с овоидными обособлениями – вариолями, или глобулами размером от миллиметра до нескольких сантиметров, погруженными в микрокристаллическую или стекловатую матрицу [5].

Глобулярные породы описаны в целом ряде вулканических провинций. Особо стоит отметить, что данные породы были обнаружены при драгировании осевой части Срединно-Атлантического хребта (САХ) [5].

В настоящее время образование вариолитов связывают как с ликвацией силикатных расплавов, так и неполным смешением контрастных по составу расплавов (минглингом). Целью работы является определения генезиса классических вариолитовых базальтов суйсарского комплекса в районе дер. Ялгуба Онежского озера Центральной Карелии на основе петролого-геохимических данных.

Район работ расположен в восточной части Балтийского щита в пределах Онежской структуры (Центральная Карелия) (рис. 1). Эта структура сложена вулканогенно-осадочными комплексами раннего и среднего палеопротерозоя. Изученные вариолитовые лавы относятся к суйсарской свите людиковия палеопротерозоя.

В разрезе суйсарской свиты Ялгубы потоки вариолитовых плагиоклаз-пироксеновых порфировых базальтов залегают среди лавовой толщи массивных плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфировых базальтов. В изученном разрезе вариолиты слагают как участки массивных потоков, так и образуют подушечные лавы.

Вариолиты представляют собой стекловатую вулканическую породу, состоящую из округлых глобул концентрически-зонального строения размером от 0,1 до 2 см и основной массы (матрикса). Граница вариоль-матрикс обычно четкая. В вариолях присутствует

краевая зона шириной до 1 мм, далее к центру – промежуточная зона (шириной 1 мм) и ядро (диаметром 1-2 мм) темного цвета. Количество вариолей существенно варьирует и обычно составляет от первых процентов до 45-50%.

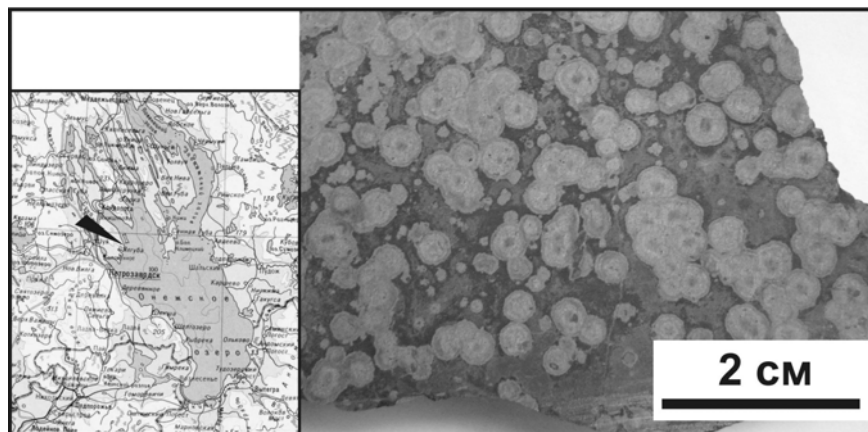


Рис.1. Общий вид вариолитового базальта (Ялгуба).
На врезке стрелкой указано местоположение изученных объектов.

Микроскопическое изучение показало, что порода сложена в различной степени измененным стеклом, в котором, как в основной массе, так и в пределах вариолей, неравномерно распределены мелкие (до 1 мм) субидiomорфные микрофенокристы и игловидные микролиты клинопироксена (авгита). Для вариолей характерно концентрически-зональное строение (рис. 2), обусловленное разными соотношениями микролитов пироксена и стекловатой фазы. Микрофенокристы пироксенов имеют устойчивый состав как в вариолях, так и в матриксе и представлены наименее железистыми разновидностями - $Wo_{35,8-36,5}En_{50,2-50,6}Fs_{13-14,1}$. Микролиты существенно более железисты и их состав в ядрах вариолей отвечает $Wo_{34,8-35,1}En_{45,0-45,1}Fs_{19,9-20,0}$, а в матриксе - $Wo_{34,8}En_{45,1}Fs_{20,0}$, т.е. они имеют практически одинаковый состав.

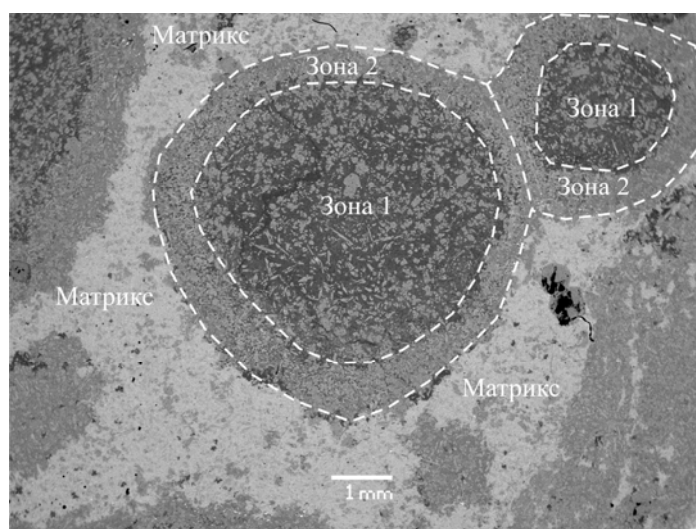


Рис. 2. Микрофотографии концентрически-зональной вариоли в отраженных электронах.

Состав частично девитрифицированного стекла матрикса характеризуется низкими содержаниями SiO₂ и Na₂O (табл. 1). Темное стекло из центра вариоли существенно более кремнеземистое и обогащено Na₂O. Во второй зоне уменьшается содержание SiO₂, Na₂O и резко возрастает содержание K₂O.

Таблица 1

Составы вулканических стекол (мас.%)

| № | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Сумма |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|
| 1 | 77,34 | 1,33 | 12,14 | 0,79 | 0,17 | 2,14 | 6,03 | 0,13 | 0,24 | 101,31 |
| 2 | 63,81 | 1,03 | 18,02 | 0,23 | <0,01 | 1,36 | 0,18 | 15,56 | 0,32 | 100,52 |
| 3 | 32,35 | 3,61 | 20,42 | 27,84 | 8,5 | 6,36 | 0,03 | 0,13 | <0,01 | 99,24 |

Примечания. 1 – зона 1; 2 – зона 2; 3 – матрикс.

Согласно полученным геохимическим данным, вариолиты в целом представляют собой породы, отвечающие по составу Fe-Ti базальтам с невысокими содержаниями щелочей. Вариации содержания породообразующих окислов достаточно контрастны: более мафический матрикс обогащен MgO, FeO, CaO, Ni, и соответственно, обеднен кремнеземом, и щелочами (табл. 2)

Таблица 2.

Состав вариолитового базальта, Ялгуба (мас.%)

| № пп. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| 1 | 41.28 | 1.60 | 14.88 | 16.60 | 0.28 | 6.51 | 17.69 | 0.64 | 0.30 | 0.22 |
| 2 | 40.36 | 1.46 | 16.43 | 16.80 | 0.28 | 7.59 | 16.59 | 0.16 | 0.10 | 0.23 |
| 3 | 57.24 | 1.60 | 13.01 | 8.58 | 0.14 | 4.79 | 8.84 | 2.00 | 3.56 | 0.24 |

Примечания. В графе Fe₂O₃ - суммарное железо. В «№ пп»: 1 - валовый состав вариолитового базальта, 2 - состав матрикса, 3 - состав вариолей. Анализы выполнены методом РФА и приведены к 100%.

Изученные вариолитовые базальты, а также вариоли и матрикс в них, имеют близкие спектры распределения РЗЭ (рис. 3). Минимальным суммарным содержанием РЗЭ (87 г/т) характеризуется состав матрикса, так как в вариолях содержание РЗЭ достигает 140 г/т. Наблюдается существенное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых ((CeYb)_n ≈ 6, рис. 3 А). По содержаниям РЗЭ вариолитовые базальты при незначительном обеднении легкими РЗЭ наиболее близки к внутриплитным базальтам (рис. 3 Б).

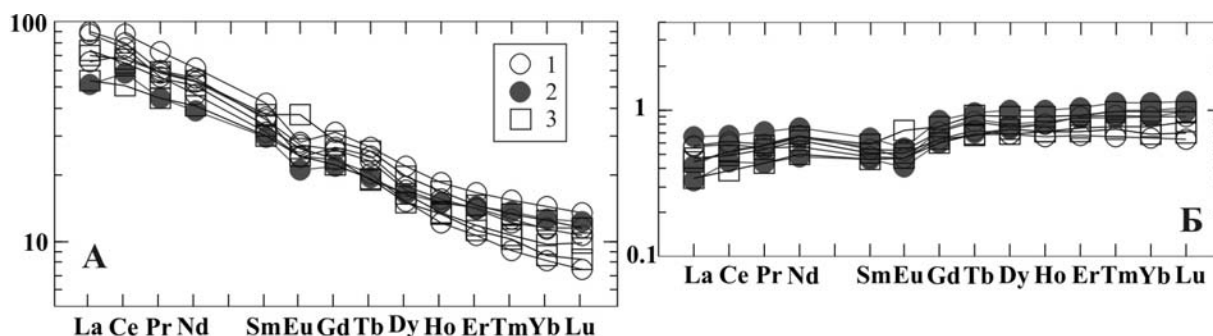


Рис. 3. Содержание РЗЭ в вариолитовых базальтах, нормированные к составам: А - хондрита, Б - внутри-

плитных базальтов (OIB) (по Sun & McDonough, 1989). На рис. 2 и 3 приведены составы: 1 - породы в целом, 2 - вариолей, 3 - матрикса.

Однако полученные данные показывают, что вариолитовые базальты и их составляющие обеднены Sr, Rb, Ba относительно OIB, но существенно обогащены относительно базальтов N-MORB (рис. 4). При этом максимальные концентрации этих элементов наблюдаются в вариолях, а минимальные - в матриксе.

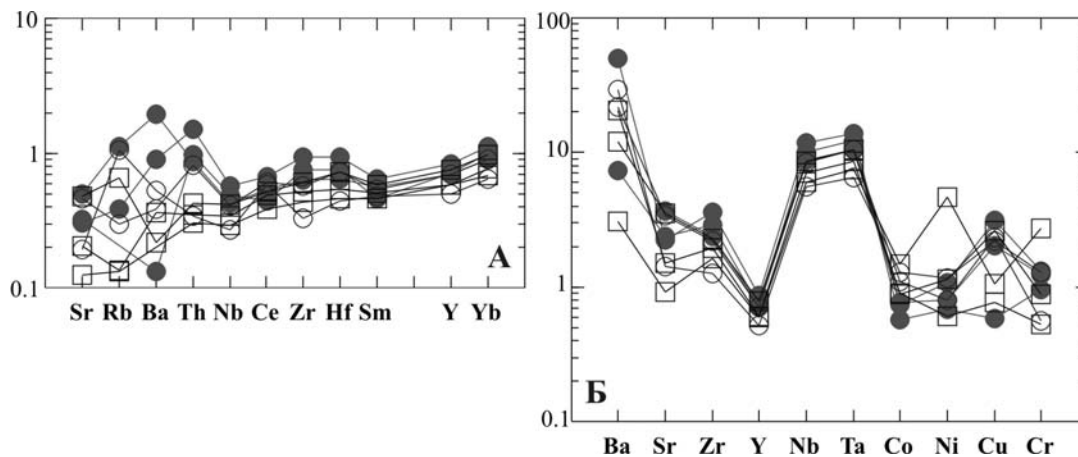


Рис. 4. Составы вариолитовых базальтов, нормированные к составам: А - базальтов OIB, Б - базальтов типа N-MORB (по Sun & McDonough, 1989).

Обсуждение

Важной особенностью строения пород является то, что ядра вариолей первоначально представляли собой «капли» самостоятельного риолитового расплава, о чем свидетельствует факт их «слипания» друг с другом, с последующим окружением их общей трахиандезитовой каймой (зона 2). По-видимому, ее происхождение было связано с явлением термодиффузии (эффект Соре) на границе низкотемпературного риолитового расплава (ядра вариолей) и высокотемпературного пикробазальтового (матрикс). Наличие неравновесности кислого и основного расплава, выразившееся в появлении концентрически-зонального строения вариолей, может свидетельствовать о том, что в данном случае мы сталкиваемся с явлением неполного смешения разных расплава (минглинга). Необходимым условием формирования вариолитов в результате минглинга, должен являться быстрый (турбулентный) подъем гетерогенного расплава и быстрое его затвердевание на поверхности дна бассейна в условиях водной среды [5].

Образование гетерогенного расплава, по-видимому, является результатом того, что плотная пикробазальтовая магма на своем пути из области генерации к поверхности пересекла уже существовавший к тому времени небольшой внутрикоровый магматический очаг, содержащий гранитный расплав и вовлекла этот расплав в общее движение вверх. Предположительно, размеры очага невелики, так как в противном случае струя пикробазальтового расплава потеряла бы свою скорость и могла бы смешаться с расплавом очага [5]. Также возможно, что пикробазальтовый расплав захватывал фрагменты корового гра-

нитного материала по пути к поверхности, которые плавилась, но не успевали раствориться в главном объеме расплава.

Литература:

1. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. - М.: Наука, 2000. - 363 с.
2. *Биндеман И.Н., Дэвис А.М.* Конвекция и перераспределение щелочей и микроэлементов при смешении базальтовых и гранитных расплавов // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 1. - С. 99-110.
3. *Борисов А.А.* Экспериментальное исследование распределения К и Na между смешивающимися жидкостями // *Петрология*. 2008. Т. 16. № 6. - С. 593–605.
4. *Заварицкий А.Н., Соболев В.С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. - М.:Госгеолтехиздат, 1961. - 283 с.
5. *Красивская И. С., Шарков Е. В., Бортников Н. С.* и др. Вариолитовые лавы в осевом рифте Срединно-Атлантического хребта и их происхождение (полигон Сьерра-Леоне, 6°18' С.Ш.) // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 2. - С. 1-16.
6. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Избранные труды. Т. 1.- М.:Изд-во АН СССР, 1949. - С. 455–458.
7. *Реддер Э.* Ликвация силикатных магм // *Эволюция изверженных пород*. - М.: Мир, 1983. - С. 24–66.
8. *Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. - Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. - 229 с.
9. *Светов С.А.* Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов Ялгубского кряжа) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Ред. А.И. Голубев и др. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН. 2008. Вып. 11. - С. 120–134.
10. *Смолькин В.Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. - С-Пб: Наука, 1992. - 273 с.

**Геология и петрология мафических даек района оз.Тулос,
Карельский кратон****Егорова С.В.**ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, zumlic@mail.ru

В работе представлены результаты исследования геологических, минералогическо-петрографических и геохимических особенностей мафических даек Тулосского блока Карельского кратона. По результатам исследований среди выявленных тел выделено три группы пород: оливинсодержащие долериты, габбронориты и габбро-долериты. Кроме того, проведено петрогеохимическое сопоставление мафических даек Тулосского блока с другими магматическими образованиями Центральной Карелии.

The results of the study of geological, mineralogical-petrographic and petrogeochemical characteristics of mafic dykes of Tulos block of Karelian kraton are presented. According to the results of research the identified bodies were divided into three groups of rocks: olivine dolerites, gabbro-norites and gabbro-dolerites.

Moreover, petrogeochemical characteristics of mafic dykes of Tulos block were correlated with other magmatic formations of Central Karelia.

Рои мафических даек, широко распространены на докембрийских щитах и являются обычными для протерозоя. Они рассматриваются как части крупных магматических провинций (LIPs), формирование которых может быть связано с подъемом глубинных мантийных плюмов [4]. Данные, полученные в ходе изучения минералогическо-геохимических особенностей роев мафических даек, несут чрезвычайно важную информацию об условиях кристаллизации пород, а также могут стать ключом к пониманию процессов формирования и последующей эволюции родоначальных магм. Кроме того, обширное площадное распространение, относительно хорошая степень сохранности и наличие в породах минералов-геохронометров позволяют использовать рои даек в качестве региональных временных маркеров.

В восточной части Фенноскандинавского щита в западной части Карельского кратона в районе оз. Тулос в современном эрозионном срезе установлены выходы 10 даек Fe-толеитового состава. Дайки сложены преимущественно мелко-среднезернистыми долеритами. Контакты даек с вмещающими архейскими комплексами отчетливо секущие, что позволяет предположить их палеопротерозойский возраст. Среди описываемых тел преобладают дайки северо-западного простирания ($290-330^\circ$), в меньшей степени - субмеридионального (10°). Мощность тел варьирует в довольно широких пределах, в среднем составляя более 40 м. Преобладают тела простого строения, но при этом в крупных дайках отчетливо проявлена внутрикамерная дифференциация. В целом породы даек Тулосского блока характеризуются хорошей степенью сохранности и незначительными вторичными изменениями.

Главными породообразующими минералами даек Тулосского блока являются основной плагиоклаз (лабродор-андезиновое состава), формирующий в среднем 40-55% объе-

ма породы, и клинопироксен - до 45% объема породы, представленный преимущественно авгитом. В некоторых телах, в качестве породообразующих устанавливается также ортопироксен, главным образом, гиперстен (до 8%) и поздняя магматическая роговая обманка (1-3%). Различные содержания в породах рудного вещества и второстепенных минералов, представленных кварцем и оливином, а также особенности геологического строения позволили выделить среди даек Тулосского блока, по крайней мере, 3 группы пород:

а. *оливинсодержащие долериты*. Характерными особенностями пород данной группы является присутствие оливина, количество которого составляет порядка 2% и низкие концентрации рудного вещества (~ 1%).

б. *габбро-нориты*, характеризующиеся присутствием в их составе ортопироксена ряда бронзит-гиперстен (8%), а также низкими содержаниями рудного вещества (~3-5%) и кварца (единичные образования)

в. *габбро-долериты*. Эта группа пород объединяет в своем составе субпараллельно ориентированные тела северо-западного простирания (СЗ 290-330°), с четко выраженной внутрикамерной дифференциацией. Мощность тел превышает 50 м. Породы характеризуются высокими содержаниями в зоне закалки и центральной частях тела рудного вещества (Pm-Mgt) (до 12%) и кварца (3-5%), а также наличием позднемагматического амфибола (~3%).

Данные о составах породообразующих минералов, полученные при помощи микроанализатора INCA Energy 350 на базе сканирующего электронного микроскопа VEGA LSH в ИГ КарНЦ РАН, с использованием геотермобарометра Putirka [4] позволили произвести расчеты PT параметров кристаллизации равновесных с расплавом минералов. Кроме того, с использованием данных о химическом составе пород в программах Comagmat 3.05 и Pele 7.0 были рассчитаны температуры их ликвидуса. Полученные данные, позволили сделать вывод о том, что кристаллизация пород происходила в условиях: при давлении от 1 до 1.6 кбар в интервале температур: 1100-1200°C.

Рассмотрение петрогеохимических особенностей долеритов Тулосского блока показало, что на классификационных диаграммах фигуративные точки составов формируют относительно компактные поля, положение которых позволяет определить долериты как породы толеитовой серии нормального ряда повышенной железистости, или Fe-толеиты.

Содержания петрогенных элементов в долеритах Тулосского блока в целом варьируют незначительно. Характерными для них являются повышенные концентрации TiO₂ (от 1.58 до 3.08 вес.%) и Fe₂O₃* (13.03 до 18.81 вес.%), а также низкие концентрации MgO (менее 6.5 вес. %). Содержания SiO₂ изменяются незначительно от 48.16 до 50.01 вес.% (среднее – 49.19 вес.%).

Максимальные среди долеритов Тулосского блока концентрации TiO₂ отмечаются

для группы габбро-долеритов, при этом содержания MgO в них составляют в среднем порядка 5 вес.%. Габбро-нориты в свою очередь характеризуется более высокими концентрациями MgO (>6 вес.%) в сочетании с более низкими (в среднем 1.9 вес.%) значениями по TiO₂.

Спектры распределения РЗЭ (рис.1) в долеритах Тулосского блока, нормированные по хондриту [5], демонстрируют слабо дифференцированный ((Ce/Yb)_N в разных телах варьирует от 2.2 до 4.3) характер распределения лантаноидов: с незначительным обогащением легкими РЗЭ (среднее значение (La/Sm)_N ~1.9), практически плоским распределением в средней части спектра и незначительным обеднением в области тяжелых РЗЭ. Значения (Gd/Yb)_N варьируют от 1.4 до 2.1. Деплетирование тяжелых РЗЭ, наиболее вероятно, связано с присутствием граната в источнике плавления, а обогащение легких РЗЭ может быть вызвано контаминацией коровым веществом.

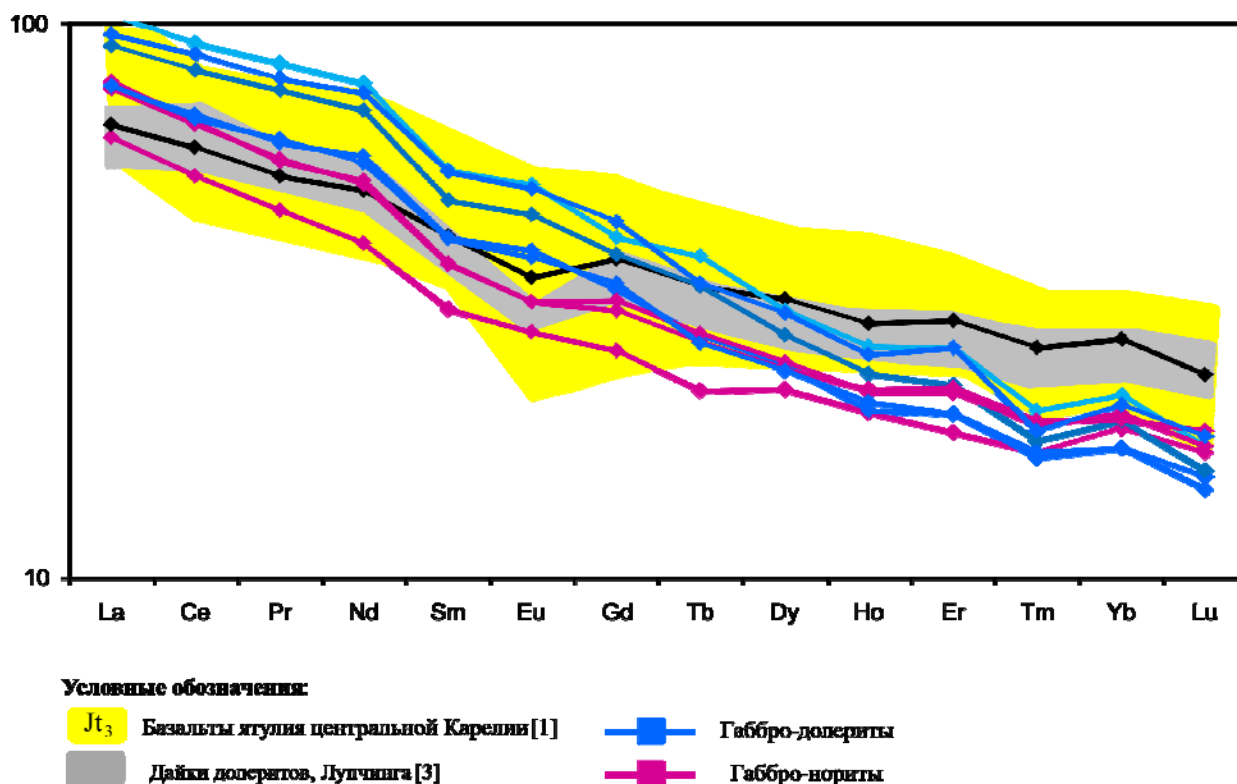


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ даек долеритов Тулосского блока, нормированные по хондриту

Для графика распределения редких элементов (рис.2) стоит отметить наличие отрицательных аномалий по Sr, Nb и Zr, а также незначительного положительного пика по Ti. Отрицательная Sr аномалия, вероятно, связанна с фракционированием плагиоклаза, а Nb аномалия может являться индикатором вовлечения корового компонента в магматический процесс.

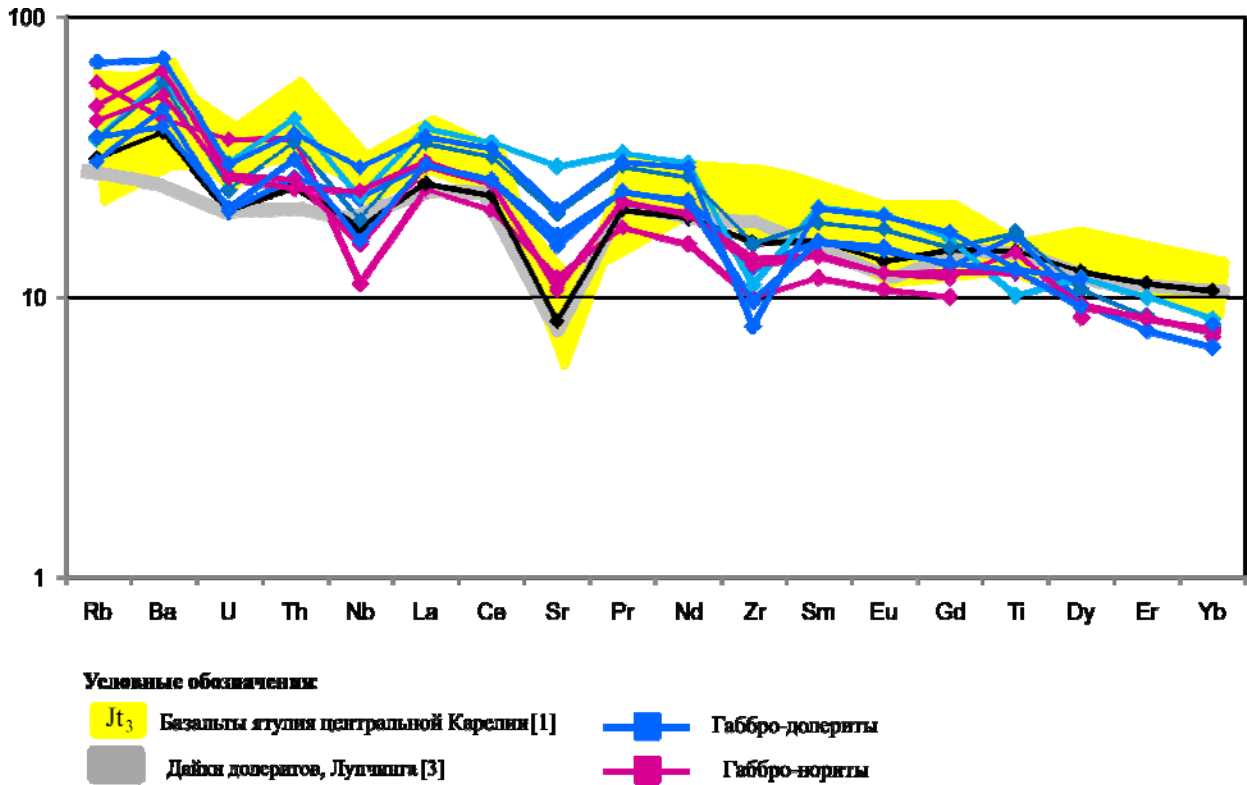


Рис. 2. Спектры распределения рассеянных элементов даек долеритов Тулосского блока, нормированные по примитивной мантии

Максимальная отрицательная аномалия по Nb, отмечается для дайки габбро-норитов. Кроме того, для пород данной группы характерны повышенные концентрации ЛП-элементов, а также присутствие в значительных количествах кварца и биотита в породах зоны закалки. Таким образом, можно предположить, что дайки габброноритов характеризуются максимальной степенью контаминации.

Сопоставление составов долеритов Тулосского блока с верхнеятулийскими базальтами центральной Карелии [1, 2], и дайками долеритов Пяозерского поднятия Карельского кратона [3] показали, что по содержаниям петрогенных, редких, рассеянных и редкоземельных элементов они сопоставимы с базальтами ятулия и, возможно, являются их гипабиссальными аналогами. Различия в содержаниях рассеянных элементов, возможно, отражают различия в условиях мантийной магмогенерации ятулийских базальтов и даек долеритов Тулосского блока.

Таким образом, изучение геологии, минералогии, петрографии и геохимии мафических даек района оз. Тулос позволило сделать следующие выводы:

1. Среди установленных даек Тулосского блока по особенностям геологического строения, минерального состава и геохимическим характеристикам выделено три группы пород: оливинсодержащие долериты, габбронориты и габбро-долериты. Последние формируют крупные дифференцированные тела.

2. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов позволяют пред-

положить контаминацию исходных расплавов коровым веществом, а также существование промежуточной камеры, в которой происходило кристаллизационное фракционирование исходных магм. Кроме того, характер распределения спектров РЗЭ и редких элементов свидетельствуют в пользу того, что исходные расплавы габбро и габбро-норитов были сформированы на различной глубине, а породы эти, наиболее вероятно, генетически не связаны.

3. Особенности геологического строения тел (хорошая степень сохранности и секущие соотношения с AR комплексами), а также их петрохимические характеристики (повышенные содержания Fe_2O_3^* , TiO_2 , относительно низкие содержания MgO), позволяют предположить PR_1 возраст тел и возможность сопоставления их с верхнеятулийскими базальтами центральной Карелии.

Литература:

1. *Иваников В.В., Малашин М.В., Голубев А.И., Филиппов Н.Б.* Новые данные по геохимии ятулийских базальтов центральной Карелии // Вестник СПбГУ, Серия 7, 2008. № 4 - С. 31-45.
2. *Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б.* Геохимия и петрография мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПбГУ, №7, 2003. - С. 3-32.
3. *Степанова А.В.* Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии: Автореф. дис. ... канд. г.-м.н., 2004.
4. *Coffin, M and Eldholm, O.* Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. // Reviews in Geophysics, vol. 32. 1994. – P.1-36
5. *McDonough W.F.* The composition of the Earth //Chemical Geology/. 1995. Vol. 120. - P. 223-253.
6. *Putirka K.* Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. vol. 69, 2008 – P. 61-120

Калибровка амфиболового геобарометра для андезитовых и андезибазальтовых расплавов

Закревская О.Ю., Симакин А.Г., Салова Т.П.
ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, zakrev@iem.ac.ru

Оценки PT параметров и летучести кислорода в магматических системах необходимы для построения петрологической модели их формирования. Такие модели необходимы для определения параметров активных магматических камер. Амфиболы являются многокомпонентными твердыми растворами, состав которых отражает температуру расплава, его давление и летучесть кислорода и применяется как гео-термобарометр в риолитовых системах. Нашей основной задачей являлось расширение области его применения до расплавов среднего и основного состава. Ее решение осложняется трудностями получения надежных экспериментальных данных в относительно маловязких водосодержащих расплавах андезитового и базальтового состава. Общепринятая методика проведения экспериментов по кристаллизации амфиболов, заключается в использовании жесткой температурной сетки с шагом около 50°C.

Исходное водонасыщенное стекло, как правило, нагревается непосредственно до температуры эксперимента и выдерживается в желаемых PT-условиях как можно дольше (дней до недели в ИHPV). Вместо этого мы предлагаем применить интерактивную настройку температуры экспериментов, чтобы приблизить амфибол к температуре ликвидуса в рамках 20-25°C. Перегревание исходного стекла свыше T ликвидуса на 100°C происходит в течении приблизительно 10 минут применяется с целью уничтожить продукты неравновесной кристаллизации. С такими предварительно обработанными кристаллами амфибола, выросшими при краткосрочных экспериментах (продолжительность 4-6 часов) при переохлаждении около 20°C имеют составы, близкие к равновесию.

Estimates of the PT parameters and oxygen fugacity in magmatic systems are essential for a petrologic modelling of their formation. Such models are necessary to determine parameters of active magma chambers. Amphibole as a multicomponents solid solution with composition reflecting the melt temperature, pressure and oxygen fugacity is used as a geo-thermobarometer in the rhyolite systems. Our main goal was to expand its applicability to magmas of intermediate and basic compositions. Its solution is complicated by difficulties in obtaining reliable experimental data in the relatively low viscosity water-bearing melts of andesitic and basaltic compositions. Routine technique of the melting relations study (in particular amphibole crystallization) consists in the using of the rough temperature grid with the step of ca 50°C. Starting hydrous glass is usually heated directly to the temperature of experiment and held at the desired PT conditions as long as possible (days, up to week in IHPV - internally heated pressure vessel). Instead we propose to apply fine interactive tuning of the temperature of experiments to approach amphibole liquidus temperature within 20-25°C. Superheating of the starting glass above liquidus T on about 100°C for 10 minutes is applied to destroy products of disequilibrium crystallization. With such preprocessing amphibole crystals grown in the short experiments (duration 4-6 hours) at the undercooling of ca 20°C have compositions close to the equilibrium one.

Оценки PT параметров и летучести кислорода в магматических системах необходимы для построения петрологической модели их формирования. Такие модели необходимы для определения параметров активных магматических камер, поскольку давление отвечает глубине залегания магмы. В андезитах и базальтах в основном преобладают кальциевые и кальций-натровые амфиболы. Они являются многокомпонентными твердыми растворами, состав которых отражает температуру расплава [1], его давление [2] и летучесть

кислорода. Присутствие амфибола при давлениях свыше 1.5-2 кбар контролируется наличием воды в системе. Предельная глубина формирования амфиболов отвечает примерно границе Мохо (кора-мантия) и давлению 15-17 кбар.

Экспериментальное изучение кристаллизации амфибола

Амфибол применяется как гео-термобарометром в риолитовых системах [3]. Расширить область его применения с включением расплавов среднего и основного состава является привлекательной задачей. Ее решение осложняется трудностями получения надежных экспериментальных данных в относительно маловязких водосодержащих расплавах андезитового и базальтового состава. Несмотря на большой объем опубликованных данных по подобной тематике, детальный анализ показывает, что в основном они ненадежны. При выращивании амфиболов из водосодержащего расплава исследователь сталкивается с рядом проблем:

1. Из маловязких водосодержащих расплавов кристаллы растут быстро, в условиях закалки со скоростями от умеренных до больших происходит образование закалочных кристаллов.

2. При росте кристаллов из переохлажденных расплавов происходит смещение их состава от равновесного. Основной рост кристаллов происходит в начальную стадию опыта, уравнивание же состава происходит при длительной выдержке и при полной перекристаллизации. Причем при больших содержаниях воды (давлении 10 и более кбар) скорость перекристаллизации достаточно велика, а при умеренных давлениях (2-3 кбар) быстро (за время дни - неделя) перекристаллизуются амфиболы размером 2-3 мкм.

3. При проведении экспериментов, стекла, при нагреве до температуры опыта, раскристаллизовываются. Если составы этих неравновесных кристаллов учитываются при дальнейших расчетах, то происходит искажение реальной картины.

4. Важным аспектом является контроль летучести кислорода. Степень восстановленности железа в расплаве изменяется от исходного до контролируемого извне уровня за конечное время (порядка часов). Если исходное состояние расплава было более окисленное или восстановленное, чем задаваемое буфером, выросшие в начале опыта кристаллы могут отвечать исходному Red-Ox состоянию. Эти составы нельзя использовать для калибровки оксобарометра.

В данной работе будет проиллюстрировано, как перечисленные факторы влияют на составы амфиболов, выращенных из высокомагнезиального андезитового расплава при $P=3$ и 5 кбар и $T=930-980^{\circ}\text{C}$.

Первая серия экспериментов проводилась по традиционной методике – предварительно наплавленное водосодержащее стекло выводилось сразу на температуру опыта. Во второй серии опытов стекло нагревалось примерно на 100°C выше температуры предпола-

гаемого ликвидуса в течение 15 мин. За это время происходило растворение закалочной фазы в перегретом расплаве. Для того чтобы избежать окисления расплава кислородом воздуха, снаряженная ампула продувалась аргоном высокой частоты. Микроизображения поверхности образцов в отраженных электронах представлены на рис. 1. На этих микрофотографиях видно, что исходные стекла содержат закалочные кристаллы амфиболов достаточно больших размеров. Образцы после традиционных экспериментов содержат более крупные кристаллы, приуроченные к кристаллическим агрегатам в исходном стекле и образовавшиеся при их обрастании и частичной перекристаллизации.

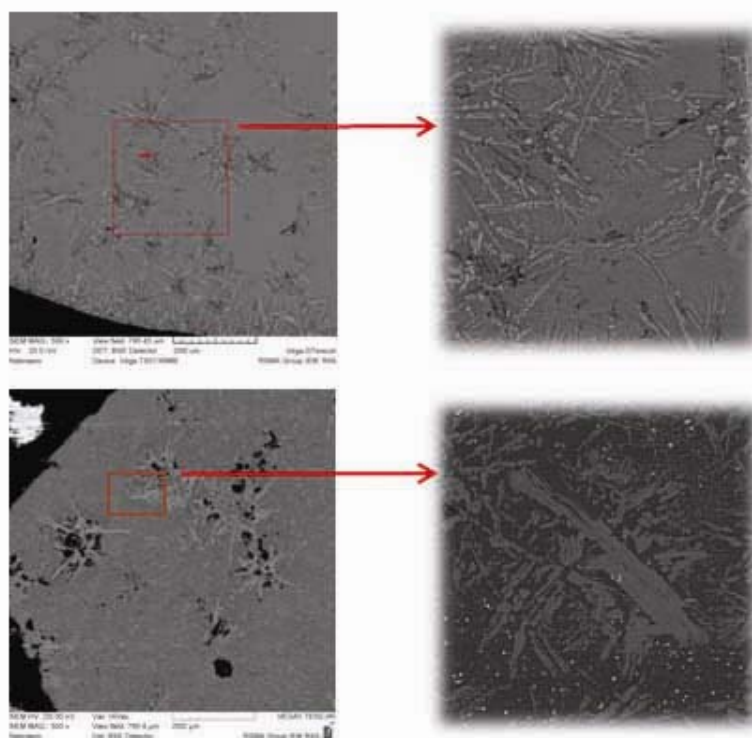


Рис.1. Присутствие неравновесных кристаллов в системе (А – исходное стекло до опыта, В – после опыта).

Для микрозондового анализа были выбраны максимально крупные кристаллы с поперечником более 7-10 мкм. Все кристаллы амфибола зональны, поэтому выбор кристаллов наибольших размеров не гарантирует то, что анализируются центральные участки, а не граничная зона, поскольку уровень среза неизвестен. В связи с этим, необходима большая выборка микрозондовых анализов, чтобы выделить среди них наиболее равновесные. Составы амфиболов пересчитывались на распределение катионов по позициям согласно модели 13 eCNK [4]. В качестве ключевых параметров, мы выбрали содержание алюминия в октаэдрической позиции и сумму содержаний мелких многозарядных катионов, находящихся в той же позиции. Ранее была установлена корреляция содержаний Al^{VI} и $Fe^{3+}+Ti$, параметры которой отражают значение давления [5]. На рис. 2 представлены анализы экспериментальных амфиболов в вышеописанных координатах.

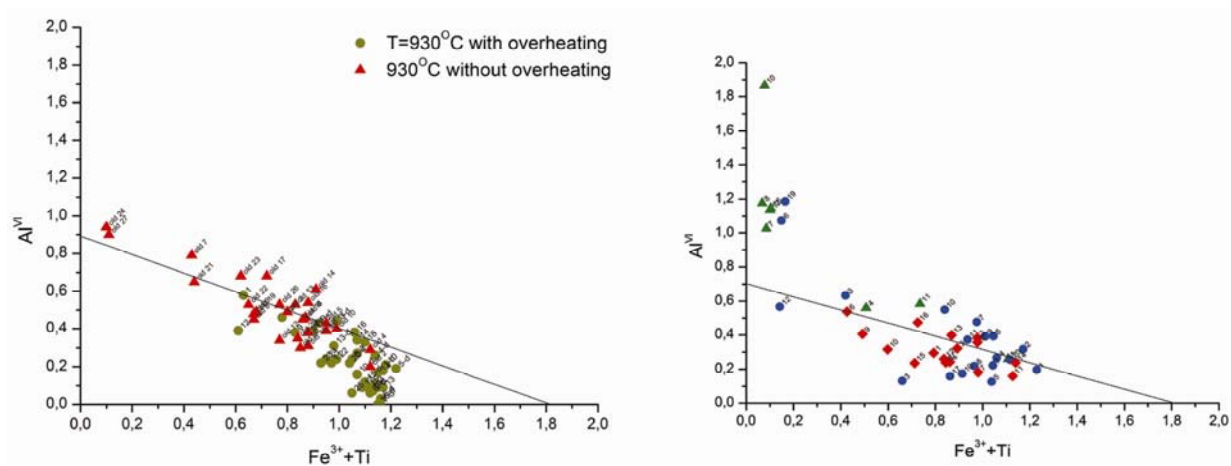


Рис. 2. Составы амфиболов при $P=3$ кбар, $T=930, 965, 980^{\circ}\text{C}$ (А – традиционная методика, В – методика «перегрева»).

Эксперименты при $T=930^{\circ}\text{C}$ по традиционной методике и с перегревом значительно отличаются. Видно, что по традиционной методике (без перегрева) часть кристаллов обладает высоким содержанием Al^{VI} , характерным для условий закалки (больших переохлаждений).

Кристаллы, выросшие в опытах с перегревом, напротив, достигают низких содержаний Al^{VI} вплоть до $0\text{—}0,2$ арфу («клюв» вниз) (рис. 2). Это связано с высокой степенью кристаллизации и сдвигом состава остаточного расплава к дацитовому. В среднем составы во 2 серии более окисленные, вплоть до $\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} = 1,2$ арфу. Этот уровень отвечает значению летучести кислорода, буферизуемому материалом сосуда высокого давления (около $\text{NNO}+0,5$). За время задержки нуклеации кристаллов расплав успевает окислиться. Составы обеих серий пересекаются, осредненная область пересечения отвечает точке $\text{Al}^{\text{VI}} = 0,46$ и $(\text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) = 0,86$. Для калибровки амфиболового барометра мы используем линейную экстраполяцию к $\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} = 0$, когда Al^{VI} достигает предельного значения - k^{AlVI} . Линия проходит через экспериментальную точку и точку $(\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) = (0; 1,8)$ (Симакин и др., 2009). Таким образом, мы получим при $T=930^{\circ}\text{C}$ $k^{\text{AlVI}} = 0,85$. Из проведенных опытов следует, что высокое переохлаждение при $T=930^{\circ}\text{C}$ оказывает ощутимое влияние на состав амфибола.

Сравнение серий экспериментов при $T=965^{\circ}\text{C}$ дает близкую картину, за исключением отсутствия дацитового «клюва». Эта температура достаточно близка к ликвидусной, степень кристаллизации невелика. Как и при $T=930^{\circ}\text{C}$ амфиболы второй серии (с перегревом) более окислены (предельная сумма $\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} = 1,2$ арфу). Область пересечения первой и второй серии отвечает $\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} = 0,8 - 1,0$ арфу. Отдельные составы в опытах без перегрева достигают $\text{Al}^{\text{VI}} = 1,2$. Предельное значение, отвечающее средней точке области пересечения $k^{\text{AlVI}} = 0,7$.

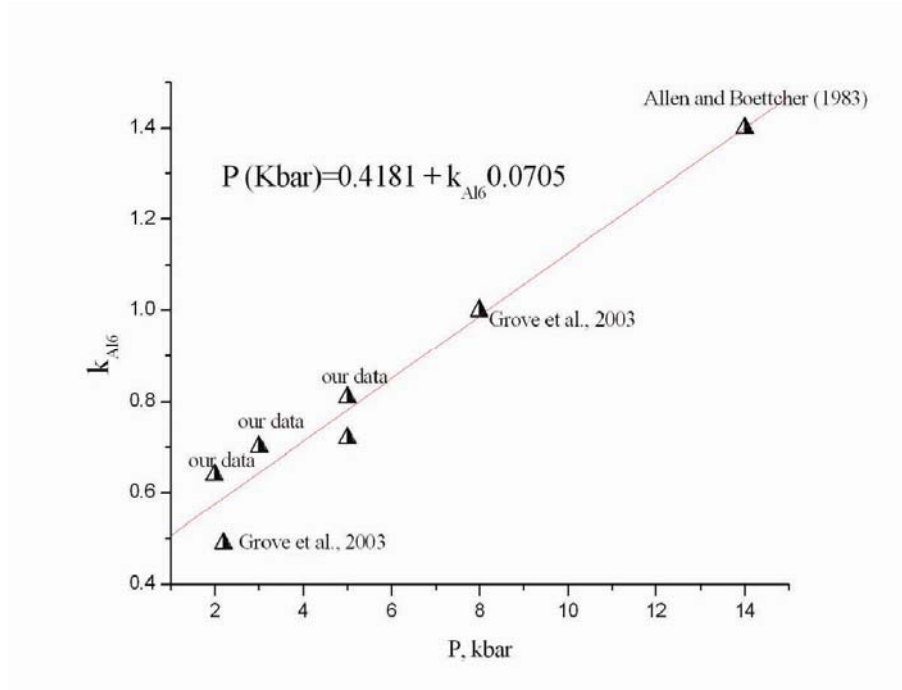


Рис. 3. Калибровка высоко-температурного амфиболового гео-оксобарометра

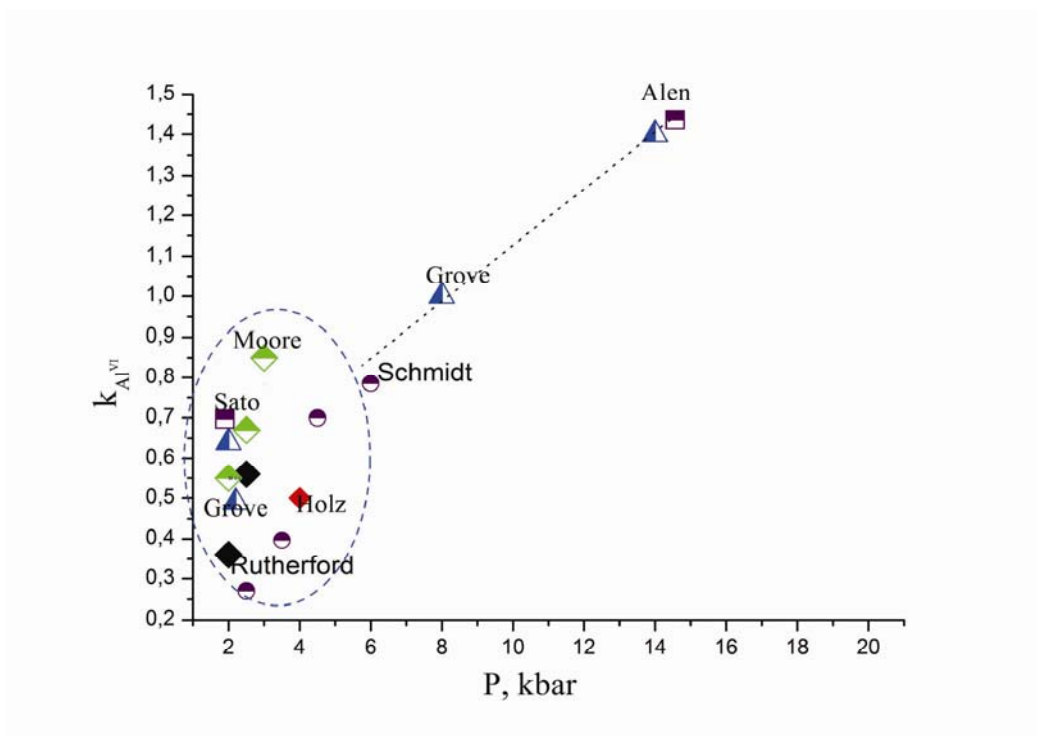


Рис. 4. Калибровка геобарометра по данным наших опытов и данным других авторов.

Составы амфиболов в экспериментах при $T=980^{\circ}\text{C}$ с перегревом дают закалочное распределение составов с максимальным значением $\text{Al}^{\text{VI}}=1,9$. Это свидетельствует о том, что гомогенной нуклеации не происходит и эти условия близки к ликвидусным ($T_{\text{L}}=985\text{-}990^{\circ}\text{C}$).

Это значит, что $T=930^{\circ}\text{C}$ отвечает переохлаждению $57\pm 3^{\circ}\text{C}$, а $T=965^{\circ}\text{C}$ переохлаждению $20\pm 3^{\circ}\text{C}$. Отсюда вытекает, что составы амфиболов выросших при $T=965^{\circ}\text{C}$ наиболее близки к равновесным, и могут быть использованы при калибровке геобарометра (рис. 3).

При попытке использовать опубликованные составы экспериментальных амфиболов мы столкнулись с большим разбросом данных и отсутствием корреляции k^{AlVI} с давлением в области до 5 кбар (рис.4). Нам представляется, что это связано с тем, что для продвижения к равновесию принято лишь увеличивать длительность экспериментов, что не приводит к успеху при малой скорости перекристаллизации ($P < 5$ кбар). Наша экспресс методика не требует длительных опытов. Однако мы, сопоставляя результаты, полученные в опытах с перегревом и без перегрева, исключаем эффекты закалочной фазы и смещения состава расплава при высокой степени кристаллизации. Детальным подбором температуры опыта нам удастся вырастить амфиболы наиболее близкие к ликвидусным, чтобы исключить влияние высокого переохлаждения, искажающего искомый равновесный состав минералов. Помимо этого, продувка аргоном исключает начальное сильное окисление кислородом воздуха, нарушающее связь состава амфибола со степенью окисления железа в исходном расплаве. Тщательная проработка методики эксперимента позволила нам провести надежную калибровку амфиболового геобарометра для андезитовых и андези-базальтовых расплавов.

Литература:

1. *Blundy J., Holland T.J.B.* Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 204. P. 208-224. Schmidt, 1992
2. *Schmidt, M.W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1992, 110, 304-310.
3. *Anderson JL, Smith DR.* The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Am Mineral*, 1995, 80, 549–559.
4. *Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., and Whittaker, E.J.W.*, 2004, Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature: *American Mineralogist*, v. 89, p. 883–887.
5. *Симакин А.Г., Салова Т.П., Бабанский А.Д.* Кристаллизация амфибола из водонасыщенного андезитового расплава по экспериментальным данным при $P=2$ кбар // *Петрология*, 2009, том 17, № 6, с. 1–16.

Петрохимические особенности офиолитовых ассоциаций Кызылкумов, Нуратинского хребта и Южной Ферганы**Зенкова С.О.**ИГиГ АН РУз, Ташкент, Республика Узбекистан, *Salanj-1812@mail.ru*

Офиолиты позволяют получить непосредственную информацию о закрывшихся океанах и представляют собой фрагменты древней океанической коры, сохранившиеся в складчатых областях континентальной коры. В современной структуре Южного Тянь-Шаня выявлены реликты Туркестанского океанического бассейна.

Ophiolites allow to receive the direct information on the closed oceans and represent the fragments of the ancient oceanic bark which have kept in folded areas of a continental bark. In modern structure Southern Tien-Shan relicts of Turkestan oceanic pool are revealed.

В XIX в. под термином «офиолит» понимались измененные ультраосновные породы – серпентиниты. Однако в 1905 г. Швейцарским геологом Г. Штейнманном было предложено использование этого термина для характерной «триады» пород, встречающихся в совокупности в центральных зонах складчатых систем. Согласно тектонике плит, офиолиты представляют собой фрагменты древней океанической коры. В полном разрезе офиолитовой ассоциации типы пород представлены следующим образом (снизу вверх) [7]:

1. Ультрабазитовый комплекс, сложенный серпентинизированными в большей или меньшей степени гарцбургитами, лерцолитами, дунитами;
2. Расслоенные габброидные интрузии;
3. Комплекс параллельных диабазовых даек;
4. Комплекс подушечных лав базальтов и, завершающие разрез, терригенные осадки преимущественно кремнистого состава.

Мафит-ультрамафиты Южного Тянь-Шаня сосредоточены преимущественно в северной его части и образуют так называемый Южно-Тяньшаньский офиолитовый пояс протяженностью свыше 1500 км от хребта Султануиздаг на западе до горного узла Хан-Тенгри на востоке. В этом поясе сосредоточена основная часть мафит-ультрамафитовых образований Средней Азии. Всего здесь известно свыше 600 отдельных тел небольшого размера, общая площадь которых на уровне современного эрозионного среза составляет около 200 км². В офиолитовую ассоциацию Западного Тянь-Шаня входят пространственно тесно связанные между собой тела гипербазитов, базитов и других, более кислых пород, натрового ряда. Выходы ее известны в Южном Букантау, Северном Тамдытау, в северных предгорьях Нуратау, в горах Султан-Уиз-Даг, Зирабулак-Зиаэтдинских горах и горах Каратюбе [5].

Характерной особенностью этого комплекса отложений является их глубокий метаморфизм, меланжированность и тектонизация, расчешуенность. На рассматриваемой территории нормальные разрезы офиолитов – редкость. Одним из сравнительно полно сохра-

нившихся является тескудукский офиолитовый комплекс (Центральные Кызылкумы) и отдельные офиолитовые аллохтоны Южной Ферганы. Нижеследующая характеристика фрагментов офиолитового комплекса приводится по тескудукскому массиву, кумбулакской и учкудуктауской свитам (Центральные Кызылкумы), маджерумской (иттынусайской) свите (Северный Нуратау), Канской, Сарталинской, Чонкойской полосам офиолитов Южной Ферганы [8].

В настоящей статье приведен анализ химических составов пород офиолитовой ассоциации [6 и др.]. Количество проб, собранных по регионам и проанализированных на бинарных и тройных диаграммах [1], достигает всего 57, так как именно данные химические анализы наиболее соответствуют стандартам качества.

На классификационной диаграмме SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (рис.1) весь комплекс проанализированных проб образует 3 поля. Все пробы расположились в поле основных и ультраосновных пород толеитовой и в меньшей мере известково-щелочной серий. Характерно, что среди них отсутствуют производные щелочной серии. Фигуративные точки проб образуют широкий рой от дунитов до субщелочных базальтов и габброидов, свидетельствующий о существенной дифференциации всего комплекса пород.

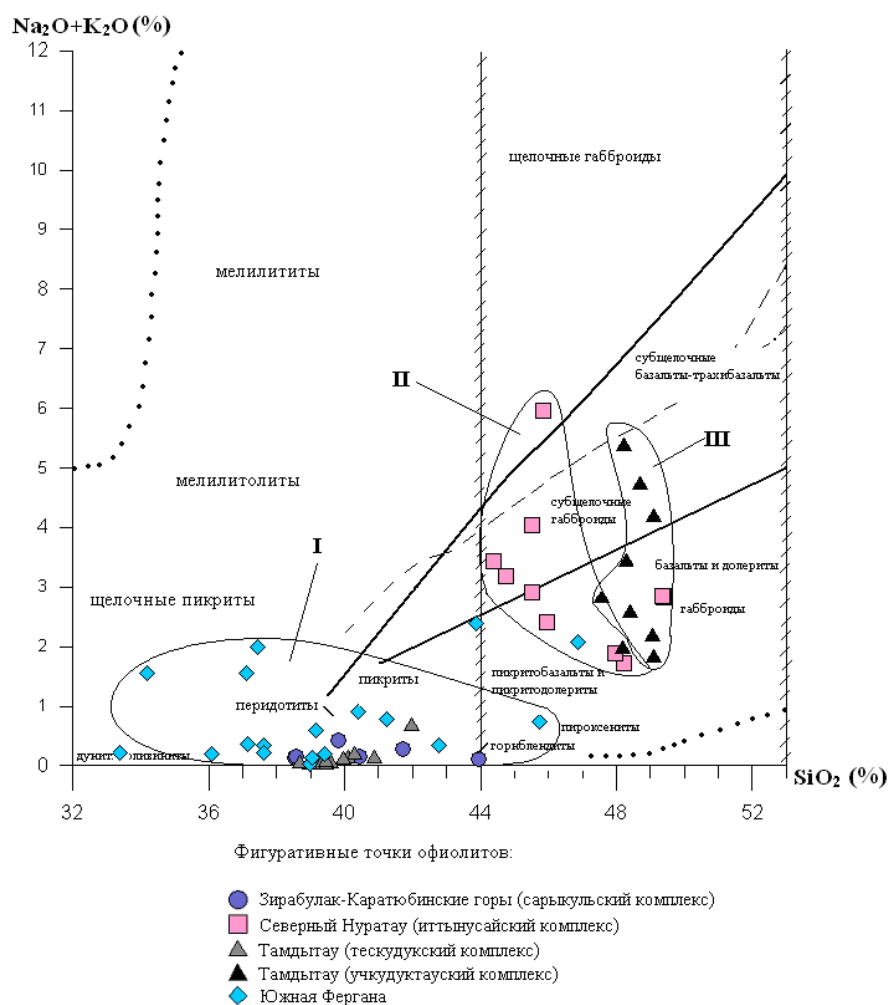


Рис. 1. Размещение на классификационной диаграмме SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ пород офиолитовых комплексов

Среди офиолитов рассматриваемых регионов выделяются две их группы по щелочности. Первая из них расположена в нижней части поля I и соответствует породам Южной Ферганы, Каратюбе, Тамдытау и характеризуется низкой и умеренной щелочностью. В поля II и III располагаются офиолиты Нуратинского региона и тескудукского массива (Тамдытау). Они характеризуются более высокой щелочностью – 2 - 4%; наблюдается определенная дифференциация по щелочам. Высокую натровую щелочность пород полей II и III можно связать как с привнесом щелочных металлов в условиях зеленокаменного метаморфизма и объяснить гипотезой спилитизации, так и с рифтогенной природой северных структур Туркестанского палеобассейна.

По распределению K_2O и Na_2O (рис.2) подавляющее большинство проб отражает натровый характер офиолитовой ассоциации, что согласуется с их минералогическими особенностями. По отношению Na_2O/K_2O на диаграмме выделяются три поля. В первом сосредоточены породы, к которым относятся ультрамафиты Южной Ферганы, тескудукского массива (Тамдытау) и Зирабулак-Каратюбинских гор. Это существенно низкощелочное поле, которому соответствуют нормальные толеитовые базальты (метабазальты, перидотиты, серпентиниты). По распределению Na_2O и K_2O рассматриваемые комплексы Южной Ферганы, Северного Нуратау, Тамдытау, Зирабулак-Каратюбинских гор соответствуют типичным офиолитам, для которых низкая щелочность и натровый их профиль являются родовым признаком. В отличие от многих стандартов офиолитов можно отметить, что рассматриваемые комплексы более дифференцированы, в них несколько завышена доля K_2O , что может быть объяснено отчетливо проявленной рифтовой их природой.

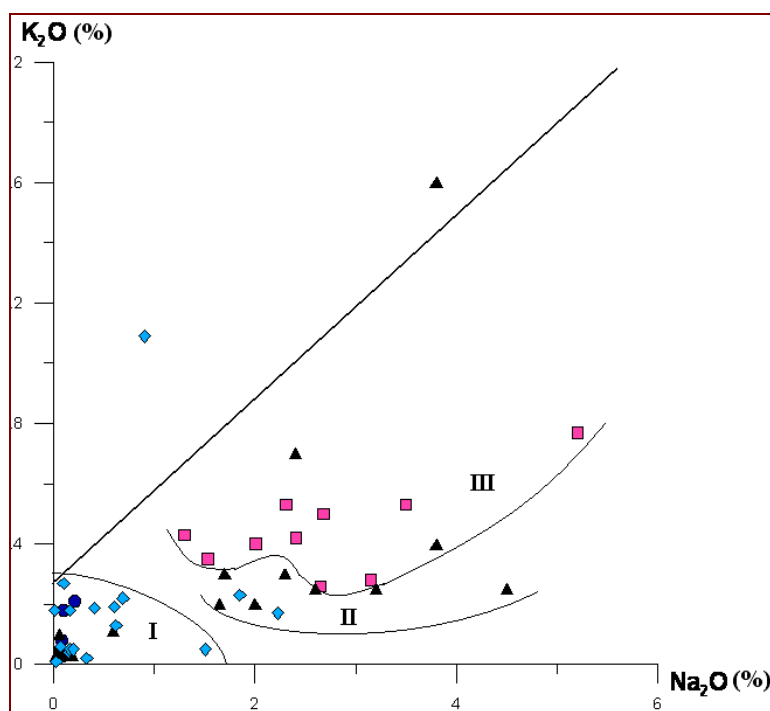
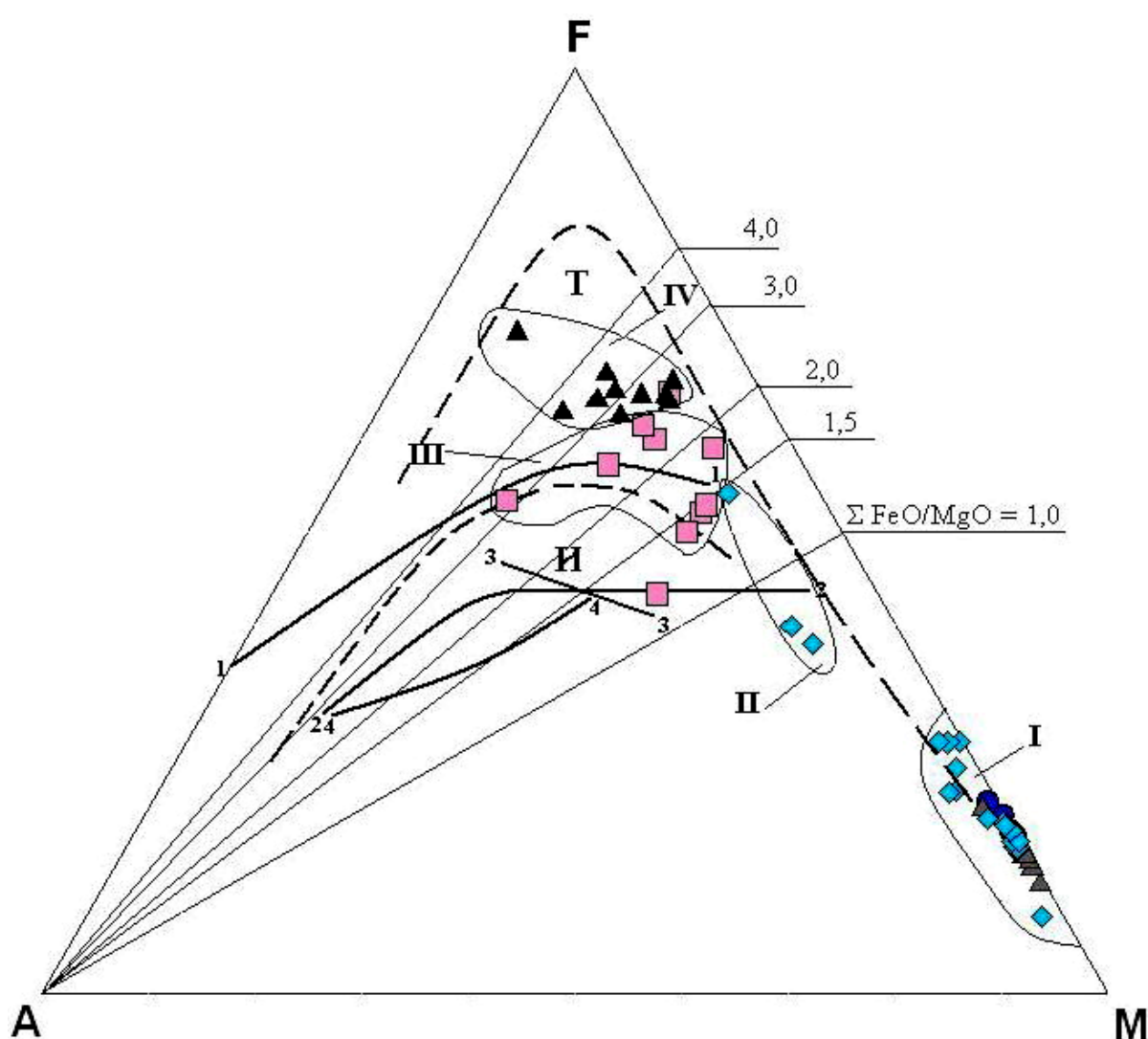


Рис. 2. Положение фигуративных точек пород офиолитовых комплексов на диаграмме $Na_2O - K_2O$ (условные обозначения комплексов см. на рис. 1)

Для рассмотрения природы магматических образований офиолитовых ассоциаций использована диаграмма AFM (рис.3). Фигуративные точки составов офиолитов рассматриваемого пояса образуют на диаграмме 4 условных поля. В поле I располагаются наиболее высокомагнезиальные разности пород (Южная Фергана, Тамдытау, Зирабулак-Каратюбинские горы). В поле II можно условно выделить породы известково-щелочного ряда. В поле III сосредоточены породы иттынусайской свиты (Северного Нуратау), которые относятся к переходному типу от известково-щелочной к толеитовой сериям. Поле IV представлено породами учкудуктауской свиты (Тамдытау), эти разности отличаются от вышеописанных толеитовым типом, характерным для условий образования в океанической обстановке.



Обозначения кривых, соответствующих различным петрохимическим сериям (Irvine, Baragar, 1971): 1-1: толеитовая; 2-2: известково-щелочная; 3-3: калиево-натриевая щелочная; 4-4: калиевая щелочная; пунктирная линия указывает на условную границу состава толеитовой (сверху) и известково-щелочной (снизу) серий.

Рис. 3. – Положение фигуративных точек офиолитов на диаграмме А-F-M, где А = Na₂O + K₂O, F = FeO+Fe₂O₃, M = MgO (условные обозначения комплексов см. на рис. 1)

Таким образом, результат анализа диаграммы AFM сводится к следующим выводам: а) в офиолитовых ассоциациях наблюдается четкая эволюция их состава от существенно магнезиальных ассоциаций к железистым. Петрографически такая смена характеризуется уменьшением в этом направлении роли оливина (дуниты – перидотиты – габбро, базальты). По данным Я.С. Висьневского, В.В. Баранова, А.В. Покровского состав оливина в породах офиолитовых ассоциаций меняется в направлении от форстерита через гортонолит и гиалосидерит к фаялиту; б) наряду с этой главной тенденцией изменения состава офиолитов выявляется, что породы Нуратинского ареала (поле III, отчасти II) близки к известково-щелочному тренду и находятся ниже линии 1-1 (Барагара). Переход от толеитовой к известково-щелочной серии, видимо, совершается постепенно и отражает геодинамическую специфику региона [4].

Как известно высокое содержание TiO_2 свидетельствует об океанической природе офиолитов. К данному типу можно отнести породы II группы (Северный Нуратау и малой частью породы Южной Ферганы, с содержанием $TiO_2 = 0,8-2\%$), характеризующиеся повышенным количеством содержания TiO_2 относительно группы I (Зирабулак-Каратюбинские горы, большее количество проб Южной Ферганы, а также тескудукский массив (район Тамдытау), $TiO_2 = 0,01-0,6\%$) (рис.4).

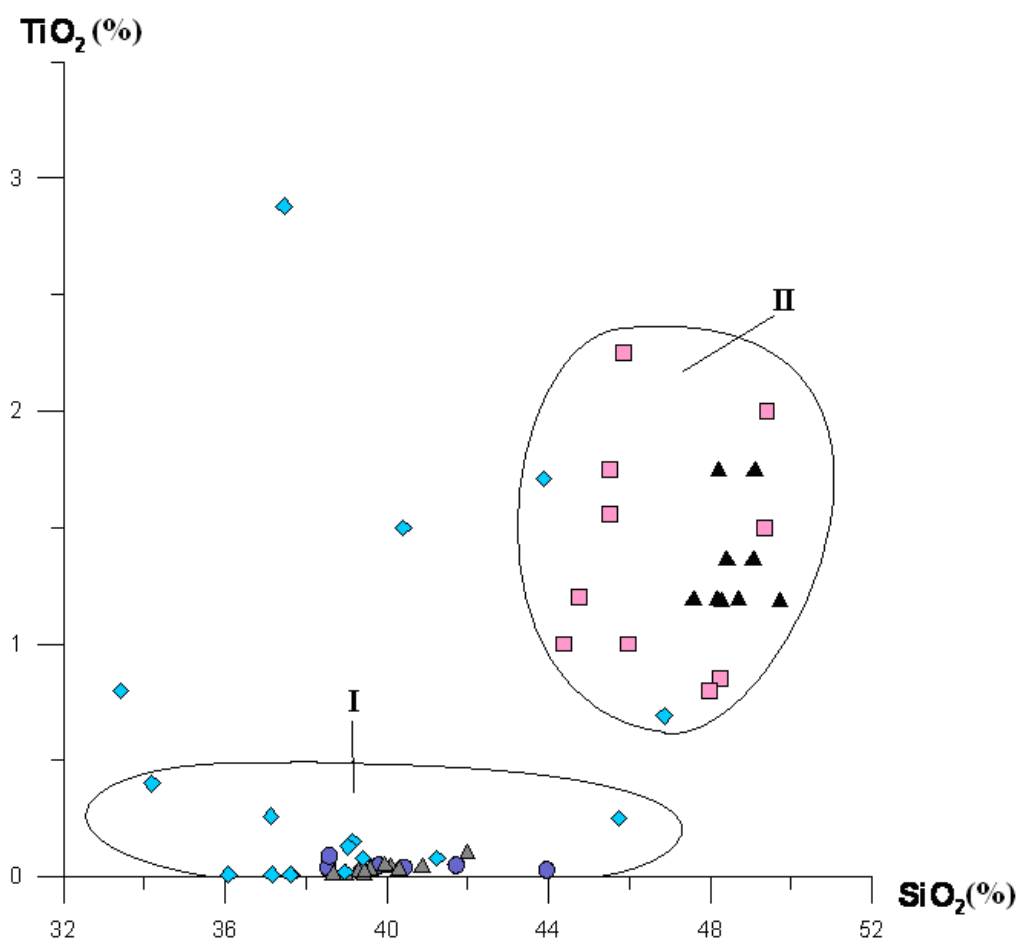


Рис. 4. - Положение фигуративных точек пород офиолитовых ассоциаций на диаграмме $SiO_2 - TiO_2$ (условные обозначения комплексов см. на рис.1)

Проанализированные данные химического состава офиолитов Кызылкумов, Северного Нуратау, Южной Ферганы показывают, что они действительно относятся к типичным офиолитам и являются главным аргументом существования и развития океанических бассейнов. Базит-ультрабазитовые образования названных регионов имеют между собой много общего в химическом составе, хотя и отличаются по степени метаморфизма. Эти черты сходства сводятся к следующему: а) обладают толеитовым трендом эволюции, дифференцированы по SiO_2 , TiO_2 , $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$; б) подавляющая часть их обладает низкой щелочностью при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$; в) они относятся к однородным формациям, состав которых варьируют от основных до ультраосновных разностей.

Рассматриваемые офиолиты явно указывают на океаническую стадию развития, но объем сильно магнезиальных пород незначителен и аналогов единых спрединговых офиолитовых ассоциаций пока найти не удалось. Полученные результаты позволяют считать, что речь может идти о, так называемом, рассеянном спрединге. А метаморфизованные перидотиты (серпентиниты) основания офиолитовой ассоциации предполагаются как продукты мантии.

Литература:

1. Андреева Е.Д., Богатиков О.А. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М: НЕДРА, 1981. 159 с.
2. Бискэ Ю.С. Складчатые области Северной Евразии. Тянь-Шаньская складчатая система. Санкт-Петербург, 2006. 54 с.
3. Буртман В.С. и др. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане. ДАН СССР, 1977. 771 с.
4. Висьневский Я.С. Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана // Зап. Узб. отделение БМО, 1953. Вып. 4. С. 63-65.
5. Далимов Т. Н., Троицкий В.И. Эволюционная геология. Ташкент: Университет, 2005 г. 583 с.
6. Каталог интрузивных массивов Узбекистана (Западный и Южный Узбекистан, Южная Фергана). Под ред. И.Х. Хамрабаева, В.И. Айзенштата, Т.Н. Далимова, К. Урунбаева, Т.Т. Шарипова. Ташкент: ФАН, 1975 г. Т. 2. 431 с.
7. Колман Р.Г. Офиолиты. М: Мир, 1979. 262 с.
8. Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана. Под ред. Ахмедова Н.А., Шаякубова Т.Ш. и др. Ташкент: ИМР, 2000 г. 541 с.

Вулканогенные образования в верхнекайнозойских отложениях северо-востока альпийского орогена Восточного Кавказа**Исаков. С.И., Тулышева Е.В.**Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, Россия, *isakov_156@mail.ru*

В статье приведены материалы изучения вулканических пеплов в верхнекайнозойских отложениях Дагестана. До настоящего времени эта территория считалась амагматической. Установленные здесь проявления вулканических пеплов позволяет говорить о вулканизме территории. Это новые представления по геологии региона, которые повлекут за собой корректировку взглядов на геотектонику, геодинамику и металлогению.

The article reveals results of research of volcanic ashes of the upper-Cenozoic sediments in Dagestan. Till now this territory was considered to be non-magmatic. Presence of volcanic ashes allows to draw a conclusion about volcanism of these territories. These are new representations on geology of region which will cause revising of sights at geotectonics, geodynamics and metallogeny.

На территории Восточного Кавказа, большую часть которого занимает территория республики Дагестан, до настоящего времени магматизм был известен в виде двух диабазовых поясов – Казбековский и Кахетинский. Наиболее распространен последний, который проходит в пределах Главного Кавказского хребта и приурочен к Главному Кавказскому (Ахтычайскому разлому), к этой зоне тяготеют и металлогенические провинции – Водораздельная с медно-колчеданным, медно-пирротинным оруденением (промышленное месторождение Кизил-Дере) и Самуро-Белореченская с кварц-сульфидным (Cu, Pb, Zn, Fe) оруденением. Это все располагается в эвгеосинклиальной зоне.

Территория, располагающаяся к северу от этой зоны, относилась к миогеосинклинали и считалась амагматической. Здесь выделяется Северный металлогенический пояс с ртутным оруденением (проявления Хпек, Казардикам, Гапцах и многочисленные геохимические аномалии и шлиховые ореолы киновари) и сурьмяное рудопроявление Хуландой на границе Дагестана с Чечней.

В сармате, акчагыле, апшероне этой территории были известны проявления вулканических пеплов, пемзы [1,2,3,8] в виде прослоев в осадочных образованиях. Начиная с В.П. Ренгартена (1927), образования пеплов относились к перенесенным с соседних территорий Азербайджана. Существовали [1,3] представления о том, что эти пеплы связаны с вулканическими процессами, проходившими на территории самого Дагестана. Это относится к четвертичным образованиям в районе селения Белиджи и сарматским пеплам в районе селения Хучни в южном Дагестане. Эти высказывания не основывались на серьезном анализе и им не придавалось особого значения. Дальнейшее изучение вулканических пеплов было прекращено.

В 2006 году работами Института геологии ДНЦ РАН [6] были установлены проявления пеплов в центральном Дагестане – на окраине г. Буйнакса и сел. Леваша. В после-

дующие годы список проявлений вулканических пеплов расширился – были установлены пеплы в Нарат-Тюбинском хребте в связи с проходящей здесь зоной разломов, Урминское плато, в окрестностях г. Дербент, в долине р. Рубас-чай, в окрестностях сел. Касумкент. Есть предпосылки обнаружения пеплов, исходя из геологических и шлихо-минералогических данных, и в других районах – долины рр. Ярык-Су, Экибулак. Особенностью отмеченных в последнее время проявлений вулканических пеплов является то, что они установлены впервые, они связаны с тектоническими полостями, с ними формируются изменения вмещающих пород: ожелезнение, окремнение, карбонатизация, образование гипса волокнистого (селенита) и ряд минералого-геохимических особенностей. Всего в настоящее время, совместно с данными предшественников, на рассматриваемой территории известно порядка 30 проявлений пеплов.

По имеющимся материалам вулканические пеплы можно предварительно классифицировать по следующим параметрам. По возрасту выделяются пеплы; контакт нижне-верхнемеловых отложений (сс. Цудахар, Акуша); эоценовые известняки Урминского плато, сармат – (с. Хучни); акчагыл, апшерон (бассейны рек Гюльгерычай, Рубасчай), четвертичные рыхлые образования - террасы рек Эрпели-Озень, Халагорк, морские террасы третьего уровня (окраина г. Дербента). Проявления Бугленские, Нижнее Казанище, Нарат-Тюбинские, связаны с тектоническими полостями и несомненно являются проявлениями местного вулканизма; проявления бассейна р. Рубасчай тесно связаны с образованиями травертина, волокнистого гипса (селенита), эпигенетичны по отношению к вмещающим песчано-глинистым породам акчагыл+апшерон возраста считаем также связанными с местными процессами вулканизма. Вулканические пеплы залегающие на рыхлых четвертичных образованиях пока (без детального анализа) отнесены к перенесенным пеплам. Для них необходимо детально проанализировать гранулометрию, минералогию, химический состав, сопоставить с местными проявлениями пеплов и пеплами для которых перенесенный характер достоверно установлен и только после этого можно будет сделать заключение о типе этих пеплов: переотложенные или *in situ*. Хотя уже имеются некоторые данные, свидетельствующие в пользу местного образования этих пеплов. Так Буйнакские пеплы в основании пласта содержат породы в виде своеобразных стяжений, желваков. Они представлены пелитоморфным карбонатом, цементирующим обломочки песчанистых размеров плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, вулканического стекла (или аморфного кремнезема). Эти желваки имеют редкие пузырчатые пустотелые наросты, внутри их отмечаются единичные пустотелые трещинки. Нижняя часть этих образований (соприкасающаяся с грунтом) имеет пемзовидную текстуру. Подобные образования редко отмечаются в самом пласте пеплов. Но они имеют гладкую поверхность, пемзовидная корочка отсутствует.

Совокупность имеющихся данных позволяет считать, что эти желваки образовались совместно с вулканическими пеплами, в которых они найдены и переносились одновременно с пеплами. Но желваки и им подобные образования размерами до 10 см * 6 см не могли переноситься на значительные (>100 км) расстояния, они возникли совместно с пеплами за счет местных процессов. Кроме того, на некотором удалении от этого (2-3 км) проявления пеплов в балке устанавливаются красноцветы. По нашим представлениям это были растворы, содержащие глинисто-гематитовый материал, придававший красный цвет рыхлым аллювиально-делювиальным образованиям при их пропитывании. Подобные глинистые образования в виде своеобразных котлов с пульпой встречаются в долине «Гейзеров» на Камчатке [7]. То есть, мы считаем, что вулканогенные пеплы и красноцветы имели единый источник образования.

Пеплы Бугленские, Нижнее Казанище, Нарат-Тюбинские (встречающиеся в долинах рек Истисув, Шура-Озень, на Буйнакском перевале) связаны с тектоническими полостями, образованными в слабосцементированных кварцевых песчаниках, легко разрушающихся в руках, чокрак-караганского возраста. В них отмечаются пласты нагнетания глинисто-железистого состава, пеплов, пеплы в трещиноватых формах и др.. Все это хорошо согласуется с нашими представлениями о том, что пепловый материал формировался при падении давления в тектонической полости до атмосферного на определенной глубине от земной поверхности как это показано в [4]. После взрыва, образуется пепло-газо-паровой флюид, движущийся к поверхности и формирующий изменения вмещающих пород, трещинки с пеплом, пласты нагнетания и все формы отмечающихся при этом. Исходя из этой позиции мы описывали это как вулканические пеплы, сопровождающиеся сопутствующими изменениями пород. Но приведенные химические, минералогические анализы этих пеплов показали, что они нацело (98-99%) состоят из кремнезема, минералогия их представлена кварцем и халцедоном. Чисто силикатный состав пеплов вызвал у специалистов нарекания; в литературе подобных пеплов не отмечается. Хотя запрета на образования подобных пеплов нет. Изучение минералогии и петрографии пеплов показало, что это действительно не пеплы, а кварцевые пески вмещающих пород, вовлеченные в движение флюидного потока к поверхности. Их образования связано с формированием вулканогенных пеплов. Это стало понятным после изучения проявления пеплов р. Истисув. Здесь отмечаются две эпигенетические зоны с кварцевым материалом, они почти вкрест простирания пересекают песчаные пласты, в них устанавливается незначительная примесь вулканического стекла, свидетельствующие о связи этих зон с вулканогенным процессом. Третья зона развивается по межпластовым (песчаников) полостям, в них отмечаются изменения вмещающих пород – окремнение, ожелезнение, самородная сера, и вулканические пеплы с вулканическим стеклом.

Химический состав вулканических пеплов долины р. Истисув (в %%)

| Полевой номер | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | FeO | Fe ₂ O ₃ | P ₂ O ₅ | MnO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | SO ₃ | п.п.п. | Σ |
|---------------|------------------|--------------------------------|------------------|-------|--------------------------------|-------------------------------|-------|-------|-------|------------------|-------------------|-----------------|--------|--------|
| 6-9 | 98,82 | 0,30 | 0,05 | <0,25 | 0,09 | 0,01 | <0,01 | <0,10 | <0,10 | 0,003 | 0,02 | 0,10 | 0,34 | 99,66 |
| 2-9 | 61,20 | 18,19 | 0,39 | 0,37 | 2,39 | 0,19 | <0,01 | 0,36 | 1,01 | 3,24 | 0,92 | 1,43 | 9,18 | 100,06 |
| 4-9 | 57,6 | 24,70 | 1,70 | 0,29 | 1,30 | 0,45 | <0,01 | 0,32 | 0,80 | 3,28 | 0,64 | 0,34 | 8,82 | 100,24 |

Таблица 2

Минералогический состав вулканических пеплов долины р. Истисув (в %%)

| №№ п/п | Номера проб Минералы | 5-9 | 6-9 | 2-9 | 4-9 |
|--------|-------------------------|-------|-------|-------|-------|
| | | 1 | Кварц | 56,29 | 18,78 |
| 2 | Полевой шпат | 9,54 | 46,58 | 9,71 | 11,58 |
| 3 | Литомонизир. обломки | - | - | 0,96 | 4,83 |
| 4 | Сирицитизир. пол. шпат | 4,63 | 33,62 | 1,92 | 3,86 |
| 5 | Окремненные породы | 9,10 | 1,17 | 2,87 | 3,86 |
| 6 | Пепел вулканический | 12,32 | - | 68,76 | 54,21 |
| 7 | Вулканическое стекло | 0,81 | 0,03 | 12,88 | 10,81 |
| 8 | Мусковит | 1,87 | - | 2,07 | 3,13 |
| | Сумма | 94,56 | 100 | 100 | 100 |

Примечание: пробы 5-9, 6-9 – зернистый сцементированный кварцевый материал из зоны 1, пробы 2-9, 4-9 – вулканические пеплы из зоны 3. В пробе 5-9 отмечается тяжелая фракция – 5,44%, представленная ильменитом, цирконом, рутилом, лейкоксеном, кианитом, силлиманитом, ставролитом, эпидот-цоизитом, турмалином, лимонитом, гранатом, лимонитизированные обломки пород. Подчеркнутые минералы образующиеся с флюидным процессом, остальные – типичные минералы тяжелой фракции вмещающих пород.

Из приведенных в таблицах 1,2 минералогических и химических анализов проведенных по кварцевым измененным породам и вулканическим пеплам видно, что кварцевые породы – это песчаники проработанные флюидами. В них отмечено даже вулканическое стекло, не отмечающаяся во вмещающих породах. Порода на 98% состоит из кремнезема. В пеплах отмечено вулканическое стекло и вулканический пепел. Под последним понимаются мельчайший вулканический материал, слипшийся в комочки. Подобные образования, присущие вулканическим пеплам, описываются и в литературе [5]. Исходя из рассмотренного материала можно сказать, что вулканическое стекло – основной индикатор для отнесения рассматриваемых образований к пеплам. К образованиям, сформировавшимся на месте, можно отнести уверенно проявления связанные с тектоническими полосами и сопровождающие вулканические пеплы процессы образования ожелезненных пород, окремнения, образование пластов нагнетания глин, карбонатизация (в виде травертина), формирование гипсовой минерализации (селенит), эпигенетическое соотношение пепловых тел с вмещающими породами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-90760 моб_ст).

Литература:

1. *Голубятников В.Д.* Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. Госгеолиздат., Л., 1940, М., 202с.
2. *Горбунова Л.И.* Вулканические породы в меловых отложениях Дагестана. // Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2, С. 126-130.
3. *Керимов Г.К., Эффендиев И.Э.* О следах четвертичного вулканизма на территории Дагестана // ДАН СССР, т.233, №2, 1977, с.352-354.
4. *Короновский Н.В.* Общая геология. М., 2006. С.526
5. *Лаверов И.П., Добрецов Н.Л., Богатилов О.А. и др.* Новейший и современный вулканизм на территории России. М., Наука, 2005, с. 604.
6. *Мацапулин В.У., Юсупов А.Р.* Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, №2, 2007, с.98-104.
7. *Нечаев А.М.* Долина гейзеров. Логата, М., 2007. С.166.
8. *Ренгартен В.П.* Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана. Изв. Геологического комитета, XLVI, 1927, 152с.

Этапы тектонической и магматической эволюции разновозрастных структур Зимовейнинского массива (Южно-Енисейский кряж)**Матушкин Н.Ю.^{1,2}, Романова И.В.¹**¹ ИНГГ СО РАН, Новосибирск, Россия, *MatushkinNY@ipgg.nsc.ru*² НГУ, Новосибирск, Россия

Представлены новые данные структурных, петрографических и изотопно-геохимических исследований метаморфических и магматических пород Зимовейнинского массива Южно-Енисейского кряжа. Результаты исследований позволяют утверждать, что данный массив сложен разновозрастными породами, которые были метаморфизованы и деформированы в несколько этапов. Последние фиксируемые тектономагматические события могут отражать каледонские события на юго-западной окраине Сибирского кратона.

New data on structural, petrographic and isotopic-geochemical investigations are presented for the metamorphic and magmatic rocks of the Zimoveininsk massif in the South-Yenisei Ridge. The study results allow assuming that this massif is composed of heterochronous rocks, which were metamorphosed and deformed in several stages. The last registered tectonomagmatic events could be the result of Caledonian events on the south-western margin of the Siberian craton.

Зимовейнинский массив расположен в междуречье притоков р. Енисей – рек Посольной и Курбатовой в пределах Ангара-Канского кратонного террейна палеопротерозойского возраста Южно-Енисейского кряжа [6]. Он относится геологами к кимбирскому магматическому комплексу, предположительно раннедокембрийского возраста, в состав которого включены габбро-амфиболиты, анортозиты, метагаббронориты и метагипербазиты [3,4]. Породы комплекса слагают многочисленные мелкие интрузивные тела вытянутой формы, простирающиеся субсогласно с вмещающими их метаморфическими породами преимущественно кузеевского метаморфического комплекса [1]. Зимовейнинский массив представляет собой наиболее крупное из этих магматических тел, имеющее линзообразную в плане форму размером 25×5 км и ССЗ простирание. К осевой части массива приурочены гнейсы кузеевского комплекса.

Начиная с работ по геологической съемке 50-60 х годов прошлого века, и по настоящее время данный массив интерпретировался как расслоенный лополит – блюдцеобразная интрузия, субсогласная с полосчатостью вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев. Доминирующими породами Зимовейнинского массива, согласно геологическим описаниям [5,4], являются габбронориты, нориты и габбро. Все эти породы превращены в кристаллические сланцы пироксен-плагиоклазового, гранат-пироксенового, амфибол-плагиоклазового, пироксенового и амфиболового составов, образованные при интенсивном метаморфизме в условиях гранулитовой фации. Породы массива также подвергнуты диафторезу. В подчиненном количестве в массиве присутствуют небольшие линейные тела анортозитов, пироксенитов, перидотитов и дунитов. Кроме того, среди них выделялись

будины т.н. эклогитоподобных пород, образующие линзообразное тело, вытянутое в ССЗ направлении. Эти породы описаны в составе ассоциации пироксен + гранат + дистен + ильменит + шпинель + кварц с большим количеством реликтового пироксена [2].

При этом вмещающими породами массива являются сложнодислоцированные, часто мигматизированные гранат-полевошпатовые, гиперстеновые и амфиболовые, силлиманитовые, гранат-биотитовые гнейсы.

Проведенные в 2009-2010 гг. авторами полевые структурные исследования указывают на более сложную структуру и вещественный состав Зимовейнинского массива. На обоих крыльях предполагаемой синклиальной структуры метаморфическая полосчатость падает на СВ под углами от 50 до 80 градусов. Диагностируются кливажные трещины СВ и ЮВ падения. Залегающие в осевой части структуры гнейсы кузеевского комплекса мигматизированы в зоне Ковдорского (Усть-Ангарского) разлома ССЗ простирания, секущего весь массив. Этот разломом, протягивается через весь Ангаро-Канский террейн и далее на юго-восток под отложениями Рыбинской впадины в структуры Присяня. Кроме того, геологические материалы показывают [3], что Зимовейнинский массив оказывается «зажатым» между двумя крупными разломами встречного падения, надвиго-взбросовой кинематики (Ковдорским и разломом, являющимся южным продолжением Татарского разлома). Проведенные структурные и микроструктурные наблюдения позволяют выявить наличие как минимум двух этапов развития основной части массива. С первым этапом связан метаморфизм доминирующих габброидов и вмещающих пород и образование метаморфической полосчатости, а со вторым этапом – пластичные деформации, выраженные в складчатости по полосчатости и в многочисленных кинематических индикаторах, часто приуроченных к зернам граната.

Согласно нашим наблюдениям, в пределах Зимовейнинского массива можно выделить две ассоциации пород. Первая ассоциация – метаморфизованные габброиды, нориты и габбронориты. Они отличаются от вмещающих гнейсов кузеевского комплекса менее высокой степенью метаморфизма в условиях гранулитовой фации, в среднем закономерной ориентировкой метаморфической полосчатости. Их контакты с гнейсами предположительно тектонические, а в осевой части массива наблюдаются их постепенные переходы. Данные метабазиты сложены плагиоклазом андезинового состава, клинопироксеном, ортопироксеном, роговой обманкой (в разных пропорциях), а также кварцем и рудными минералами. Реже в эту ассоциацию включены биотит, гранат, шпинель, что свидетельствует о более интенсивном метаморфизме. Часто зерна полевого шпата и пироксенов искривленные, трещиноватые, обладают волнистым погасанием.

Вторая ассоциация представлена слабо деформированными секущими, вытянутыми субмеридионально телами анортозитов, пироксенитов, габбро и эклогитоподобных пород,

практически не расслоенных и сохраняющих первично магматический облик и однородную текстуру. Это подтверждается наличием ксенолитов метагаббро в анортозитах, и проявлением вышеперечисленных пород в виде линз и даек в рассланцованных и полосчатых metabазитах. Внедрение пород второй ассоциации представляет собой третий этап развития рассматриваемой структуры.

Полосчатые метагабброиды основного тела массива также прорваны дайками, мощностью до 6 м, выполненными мелко- и среднезернистыми породами среднего и кислого составов и кварц-полевошпат-мусковитовыми жилами, мощностью до 2-3 м. Жильные тела являются наиболее поздними образованиями и прорывают как деформированную разновидность пород Зимовейнинского массива, так и вмещающие кузеевские гнейсы. Породы, слагающие дайки – кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, монцодиориты, тоналиты и плагиограниты сложены кварцем, полевым шпатом, роговой обманкой (до 10 об.%) и биотитом (до 10 об.%). Структура пород гипидиоморфнозернистая. Полевой шпат обычно представлен плагиоклазом, олигоклаз-андезиновое состава, иногда с отчетливой зональностью. В некоторых образцах из даек зерна кварца и плагиоклаза искривлены, так что в шлифе наблюдается их волнистое погасание. Содержание калиевого полевого шпата не превышает 10 об.%, в монцодиорите установлен калиевый полевой шпат с микроклиновой решеткой. Акцессорными минералами являются циркон, апатит, рудные минералы, реже сфен. Вторичные минералы – кальцит и мусковит.

В контактовой зоне дайки кварцевого диорита с меланократовыми гнейсами выявлена искривленность и трещиноватость крупных зерен плагиоклаза и кварца и присутствие их в мелкозернистых агрегатах. Рудные минералы окружены рыжими биотитовыми и бесцветными силлиманитовыми скоплениями, к которым часто приурочены апатит, сфен, кварц. Вокруг таких обособлений устанавливается кайма из зерен светло-розового граната (диаметр зерен до 0.1 мм, реже до 1 мм). Вероятно, гранат отвечает составу альмандина. Бесцветные трещиноватые амфиболы и в меньшем количестве клинопироксены образуют кристаллы, размером до 1 мм. Вокруг них формируются каймы из мелких зерен зеленой роговой обманки, силлиманита и граната.

Проведенные исследования показывают, что основная часть габброидов Зимовейнинского массива, по-видимому, была метаморфизована и деформирована вместе с вмещающими породами Ангаро-Канского террейна, и имеет палеопротерозойский возраст. Однако мелкие тела анортозитов, пироксенитов, габбро и эклогитоподобных пород, а также дайки средних и кислых интрузивных пород и жилы, несомненно, были образованы позже. Полученные В.А. Верниковским U-Pb геохронологические данные методом SHRIMP по цирконам из габбро и дайки, сложенной кварцевым диоритом составляют 546 ± 6 и 552 ± 5 млн. лет соответственно. Таким образом, в изучаемом массиве наблюдается

присутствие нескольких разновозрастных тектонических и магматических событий, последние из которых могут отражать каледонские аккреционно-коллизийные события в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00230.

Литература:

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист О-46 (Красноярск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005.
2. *Забродин В.Ю., Скороделов Б.А.* Эклогитоподобная порода из южной части Енисейского кряжа // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отдел геологический, 1971. Т. XLVI. Вып. 5. С. 106-111.
3. *Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.* Геологическая карта Енисейского кряжа, м-б 1:500000 / Ред. А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман. Красноярск, Красноярскгеолсъёмка, 1998.
4. *Корнев Т.Я., Князев В.Н., Шарифулин С.К.* Зимовейнинский массив – эталон кимбирского дунит-пироксенит-габбрового комплекса (Енисейский кряж). Красноярск: КНИИГиМС, 2002. 128 с.
5. *Попов Н.В., Изох А.Э.* Зимовейнинский пироксенит-анортозит-габброноритовый массив – фрагмент раннепротерозойских офиолитов Южно-Енисейского кряжа // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы научного совещания (4-6 июня 2001 г). Иркутск: ИЗК СО РАН. 2001. С. 200-203.
6. *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003. V. 375. P. 147-168.

**Петрография и геохимия щелочных интрузивных пород
Рябинового массива (Южная Якутия)****Шатова Н.В.**

СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Осуществлена вещественная (классификационная) идентификация магматических пород Рябинового массива на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических методов исследований. Показано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит ультракалиевым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам, характеризующимся ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Ba и Sr. Проведено описание основных типов гидротермальных изменений и окolorудных метасоматитов, связанных с процессом становления Рябинового массива, и дана их развернутая петрогеохимическая характеристика. Впервые на основе использования метода локального уран-свинцового изотопного датирования пород по акцессорным цирконам осуществлено геохронологическое датирование пород алданского и тобукского комплексов, участвующих в строении Рябинового массива. Показано, что основная масса пород массива была сформирована в интервале 143.3-125.0 млн. лет назад.

Identification of magmatic rocks of the Ryabinovy stock in South Yarutiya based on modern petrographic, mineralogical, geochemical, and geochronological methods study is made. It is shown that the major portion of rocks composing of the Ryabinovy stock belongs to high potassic alkali-feldspathic syenites, syenite-porphyrries, and nordmakites characterized by lithochalco-ophile geochemical specialization for Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Ba, and Sr. Description of main types of wallrock alterations associated with the Ryabinovy stock development is fulfilled. Geochronological dating of rocks of the Aldan and Tobuk Suites making up the Ryabinovy stock is carried out using local U-Pb (SHRIMP) isotopic study of accessory zircons. It is shown that main portion of rocks of the Ryabinovy stock was formed in the interval of 143.3-125.0 Ma.

Проявления щелочного интрузивного магматизма мезозойского возраста имеют очень важное значение для металлогении Центральной части Алданского щита, так как с ними в регионе связано формирование мезотермальных месторождений золота, меди, молибдена, серебра, железа и других металлов. Систематическое изучение щелочных магматических пород Центрально-Алданского района началось в 20-30-х годах прошлого столетия работами В.Н. Зверева, А.П. Бахвалова, Ю.А. Билибина, Р.В. Нифонтова, В.И. Серпухова и других. Однако пик в их изучении приходится на 40-60-е годы прошлого столетия, когда на основе обстоятельных минералого-петрографических и петрохимических исследований пород отдельных массивов (Томмотского, Ыллымахского, Якутского, Юхухтинского, Инаглинского, Рябинового и других) Ю.А. Билибиным (1941, 1958) впервые была выделена так называемая самостоятельная «петрографическая провинция щелочных пород» Алданского щита, имеющая большое прикладное значение.

Рябиновый щелочно-сиенитовый массив является одним из типичных представителей этой «петрографической провинции щелочных пород» Алданского щита.

Массив расположен в северо-западной части Эльконского горста и представляет собой крупное интрузивное тело размером 7 на 6 км, прорывающее гранито-гнейсы и гней-

сы архей-протерозойского возраста. Форма массива на современном уровне эрозионного среза эллипсоидная, неправильная, длинная ось ориентирована на северо-восток. В строении Рябинового массива выделяется три блока, которые по данным бурения на глубине 100 м объединяются в единое интрузивное тело. По геофизическим данным массив имеет форму лополита с падением контактов к центру массива. При сравнительно незначительных размерах Рябиновский массив обладает большим разнообразием плутонических, гипабиссальных и гидротермально-метасоматических пород, а также жильных, брекчиевых и рудных образований. К северо-восточной эндоконтактовой части Рябинового массива приурочено одноименное золото-медно-порфировое месторождение, отличающееся прожилково-вкрапленным характером проявления рудной минерализации.

Исследованиями Е.П. Максимова, В.А. Подкопаева, Л.М. Реутова, А.Н. Угрюмова, А.Р. Энтина, Т.В. Билибиной, А.Д. Дашковой, В.К. Титова, В.В. Зайцева, А.Я. Кочеткова, А.А. Ким, В.И. Уютова и других геологов была доказана многофазность формирования Рябинового массива и показана контрастность состава пород, участвующих в его строении. На основе геологических наблюдений в массиве установлены две группы разновозрастных пород, соответствующих разным этапам его формирования, – более раннему *алданскому* плутоническому щелочно-сиенитовому комплексу и более позднему *тобукскому* гипабиссальному комплексу лампрофиров и габбро-монцитов, проявленному преимущественно на северо-востоке района работ - в пределах штока Рябинового месторождения.

Однако, несмотря на высокую изученность территории Рябинового массива ряд принципиальных вопросов, касающихся его происхождения, возраста, минералогическо-петрографической и петрогеохимической характеристики пород остается до сих пор открытым и не до конца исследованным.

В связи с этим цель работы заключалась в вещественной (классификационной) идентификации магматических пород Рябинового массива на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических методов исследований.

В основу работы положены материалы, собранные при непосредственном участии автора в ходе проведения полевых работ в составе *Эльконской партии отдела металлогении ВСЕГЕИ (2008-2009 г.г.)*.

Основная задача полевых работ заключалась в прохождении маршрутов протяженностью 2-5 км, ориентированных с учетом фактической обнаженности района работ вкрест простирания основных геологических структур, интрузивных контактов, зон гидротермальных изменений с созданием относительно равномерной сети опорных пунктов наблюдения по всей изучаемой территории района. Главной задачей маршрутов

являлось проведение петрографо-геохимического опробования пород, участвующих в строении Рябинового массива. В каждом фиксированном пункте наблюдения осуществлялся отбор образцов из наиболее характерных и в различной степени измененных пород, сколков для изготовления прозрачно-полированных шлифов и штуфных геохимических проб весом 250-500 г. Всего в ходе полевых работ было отобрано *74 образца* из наиболее представительных разновидностей щелочных интрузивных пород, участвующих в строении Рябинового массива.

В ходе камеральных работ были проведены следующие виды исследований:

- просмотрены и изучены все 74 прозрачно-полированных шлифа (ППШ), характеризующие основные различия пород, участвующие в строении Рябинового щелочно-сиенитового массива;

- проведен комплекс микрофотографических работ с использованием цифровой камеры к микроскопу LEICA DM LP, что позволило подготовить атлас микрофотографий шлифов для основных разновидностей пород Рябинового массива;

- для всех 74 образцов в ЦАЛ ВСЕГЕИ осуществлен комплекс лабораторно-аналитических исследований: дробление и истирание проб, приближенно-количественный спектральный анализ на 30 элементов (ПКСА), определение золота методом атомной абсорбции – АА (метод вскрытия «царской водкой»), определение Hg методом холодного пара – ААА, определение As, Sb, U, Th, Ta, Hf, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb и отдельных редких земель методом ICP MS (метод индуктивно-связанной плазмы), определение петрогенных компонентов (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, ппп) методом рентгено-спектрального анализа;

- проведены микронзондовые исследования в 15 ППШ с целью диагностики отдельных породообразующих минералов щелочнополевошпатовых сиенитов и определения их химического состава (минералов группы пироксена, в частности – эгирин-авгита, минералов группы амфибола, светлых калиевых слюд, полевых шпатов, карбонатов, сульфидов и др.);

- проведены изотопно-геохронологические исследования 12 образцов сиенитов Рябинового массива методом локального уран-свинцового изотопного датирования пород по аксессуарным цирконам (ЦИИ ВСЕГЕИ, SHRIMP) и при непосредственном участии автора произведена интерпретация полученных изотопных данных;

- подготовлена петрографо-геохимическая база данных общим объемом 74 образца на 55 параметров и проведена статистическая обработка петрографо-геохимических данных;

- осуществлен анализ всех полученных материалов и сделаны выводы петролого-геохимического и геохронологического характера.

Главные результаты исследований сводятся к следующему.

1. Интрузивные породы алданского комплекса, преобладающие в строении Рябинового массива, по вещественным и структурно-текстурным особенностям относятся к эгирин-авгитовым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам, характеризуясь ярко выраженной ультракалиевой природой щелочности ($K_2O/Na_2O > 2-5$). Факты преобладания в строении массива нефелиновых сиенитов, на что указывалось в целом ряде публикаций (Кочетков и др., 1983, 1986, 2006), не нашли своего подтверждения. По мнению этих авторов, нефелин в породах массива подвергся почти полному замещению мусковитом и сохранился только на отдельных участках пород. Однако по материалам проведенного исследования мусковитизация и серицитизация проявлены на площади Рябинового массива исключительно локально и, главным образом, в пределах штока Рябинового месторождения. В основном теле интрузии мусковит и серицит, развивающиеся по альбитизированным фрагментам ортоклаза, в сумме редко достигают содержаний в 2-3%. При этом ни в одном из 74 изученных шлифов нефелин не был встречен, что также подтверждается микрозондовыми исследованиями.

2. Выделяемые в строении Рябинового массива породы алданского плутонического щелочно-сиенитового комплекса и тобукского гипабиссального комплекса лампрофиров, а также их гидротермально измененные и минерализованные разности с золото-медно-порфирового месторождения Рябиновое, чрезвычайно близки друг к другу по типу геохимической специализации, выраженный в сверхкларковых накоплениях в породах одного и того же спектра элементов - Au, Ag, Cu, Pb, W, Mo, Ba и Sr. При этом процесс рудообразования на месторождении шел на фоне привноса в среду минералообразования калия (до 12-14%) и многократного уменьшения содержаний натрия (0.2-0.7%). То есть ультракалиевый характер щелочной специализации пород массива хорошо согласуются с ультракалиевой специализацией гидротермалитов микроклин-серицит-карбонатного состава, вмещающих Au-Cu-Mo порфировую минерализацию на Рябиновом месторождении.

3. Участвующие в строении Рябинового массива породы алданского плутонического щелочно-сиенитового комплекса и тобукского гипабиссального комплекса лампрофиров по данным изучения акцессорных цирконов методом локального U-Pb датирования имеют практически идентичный (нижнемеловой) радиологический возраст кристаллизации пород в 137 млн. лет. Кроме того, в цирконах из пород Рябинового массива установлено два возраста вторичной перекристаллизации: первый соответствует процессу позднемеловой альбитизации с возрастом в интервале от 76 до 95 млн. лет, а второй импульс перекристаллизации цирконов произошел в палеоцене 60.5-66.4 млн. лет тому назад. Это хорошо согласуется с возрастом формирования Эльконского горста как положительной морфоструктуры неотектонического происхождения.

Таким образом, в результате проведенных исследований осуществлена вещественная (классификационная) идентификация магматических пород Рябинового массива на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических методов исследований. Показано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит ультракалиевым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам (Классификация..., 1997; Петрографический кодекс, 2008), характеризующимся ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Ba и Sr. Проведено описание основных типов гидротермальных изменений и околорудных метасоматитов, связанных с процессом становления Рябинового массива, и дана их развернутая петрогеохимическая характеристика. Впервые на основе использования метода локального уран-свинцового изотопного датирования пород по акцессорным цирконам осуществлено геохронологическое датирование пород алданского и тобукского комплексов, участвующих в строении Рябинового массива.

Показано, что основная масса пород массива была сформирована в интервале 143.3-125.0 млн. лет назад. В итоге для территории района Рябинового массива были получены новые результаты, касающиеся, прежде всего, петрографических, геохимических и изотопно-геохронологических особенностей пород, участвующих в строении этого уникального в петрологическом и металлогеническом отношении массива.