Петрология магматических и метаморфических комплексов

Материалы Всероссийской конференции с международным участием

Выпуск 9



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Национальный исследовательский Томский государственный университет

25 ЛЕТ РФФИ

Петрология магматических и метаморфических комплексов

Выпуск 9

Материалы IX Всероссийской конференции
с международным участием

28 ноября – 2 декабря 2017 года

Томск 2017

УДК 551.24
ББК 26.303

Петрология магматических и метаморфических коплексов. Вып. 9. Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2017. – 475 с.

В сборнике представлены материалы 9-й научной конференции по проблемам генезиса, моделирования условий формирования, структурной организации и минерагении магматических и метаморфических комплексов. Рассмотрены вопросы их геохронологической корреляции и формационной типизации.

Для специалистов в области петрографии, геологической съемки и прогноза месторождений полезных ископаемых.

Редакционная коллегия: Эрнст Р.Э., Кузьмин М.И., Врублевский В.В., Гуттиерез-Алонсо Г., Крук Н.Н., Цыганков А.А., Тишин П.А., Гертнер И.Ф.,. Краснова Т.С., Владимиров А.Г., Вологдина И.В., Чернышов А.И.

Технические редакторы – Гертнер И.Ф., Дугарова Н.А.
Оригинал-макет – А. Бакшаева

Кафедра петрографии Томского государственного университета

Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Issue 9 Pceeding of science meeting. – Tomsk: Tomsk CSTI Publishing house. 2017. – 475 p.

The collection includes reports from the 9th science meeting according petrology of magmatic a metamorphic rocks and their metallogeny and structural construction. Questions of their correlation and formation type are discussed.

The book is interesting for specialists in the field of petrography and geological survey and proposal of ore deposits.

Scientific editors: R.E. Ernst, M.I. Kus'min, V.V. Vrublevskii, G. Gutierrez-Alonso, N.N. Kruk, A.A. Tsygankov, P.A. Tishin, I.F.Gertner,T.S. Krasnova, A.G. Vladimirov, I.V. Vologdina,
A.I. Chernyshov.

Tecknical editors – I.F. Gertner, N.A. Dugarova.
Original design – A. Bakshaeva

Petrography department of Tomsk State University

ISBN 978-5-89702-432-2

Издательство Томского ЦНТИ. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная.
Подписано в печать 22.11.2017 г. Заказ № 998. Тираж 110 экз.
Отпечатано в Томском ЦНТИ.
Россия, 634021, г. Томск, пр.Фрунзе, 115/3. Тел. (8-3822) 26-31-69

Владимиров В.Г.
ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА
В КОМБИНИРОВАННЫХ ГАББРОГРАНИТНЫХ ДАЙКАХ 67

Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В., Куйбида Я.В., Семенова Д.В.
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКИ ВНЕДРЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ
КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА) 70

Вовна Г.М., Мишкин М.А.
МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
НА ПРИМЕРЕ ГРАНУЛИТОВ НИМНЫРСКОГО БЛОКА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) 73

Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Хлестов В.В., Травин А.В., Михеев Е.И., Руднев С.Н.
UHT МЕТАМОРФИЗМ ГРАНУЛИТОВ МЫСА КАЛТЫГЕЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ:
ПСЕВДОСЕКЦИИ И U-PB (SHRIMP) ВОЗРАСТ 85

Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д.
ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ 92

Волынец А.О., Мельников Д.В.
БАЗА ДАННЫХ ПО ГЕОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ 98

Врублевский В.В., Морова А.А., Бухарова О.В., Коноваленко С.И.
ГЕНЕЗИС ПОРОД ИЗ «СЕМЕЙСТВА» КАРБОНАТИТОВ В МАТЧАЙСКОМ ЩЕЛОЧНОМ ПЛУТОНЕ
ТУРКЕСТАНО-АЛАЙСКОГО ХРЕБТА, КЫРГЫЗСКИЙ ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ 102

Гертнер И.Ф.
ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ
МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
НА ПРИМЕРЕ АНАЛИЗА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 114

Гракова О.В.
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА 116

Гринев О.М., Бестемьянова К.В., Гринев Р.О.
МОРФОСТРУКТУРЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЭМС-РАННЕЭЙФЕЛЬСКИХ ВУЛКАНИТОВ
ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ) 118

Гринёв О.М., Гринёв Р.О., Богородов А.А., Адылбаев Р.Р.
ГЕОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ БАЗАЛЬТ-ТРАХИТОВОЙ СЕРИИ РАННЕГО ДЕВОНА
САРАЛИНСКОГО ГРАБЕНА (ХАКАСИЯ) 128

Джес Е.Н., Дьячков Б.А., Маслов В.И.
О НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПАХ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА 140

Долгушин С.С., Долгушин А.П.
ГЕНЕЗИС ЗОЛОТО-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВИТВАТЕРСРАНДА (ЮАР) И ПРОБЛЕМА ИХ АНАЛОГОВ 144

Жилина Е.Н., Чернова О.С.
ПРОБЛЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ И СИСТЕМАТИКИ ОСАДОЧНЫХ ЕДИНИЦ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ 150

Зыбин В.А.
ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ КРУПНО-СРЕДНЕМАСШТАБНОГО СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЯ) 156

Иванов Д.В., Толстов А.В., Иванов В.В.
МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ НОВОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЯНВАРСКАЯ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ) 158

Изродин И.А., Рипп Г.С., Аюржанаева Д.Ц., Посохов В.Ф., Буянтуев М.В.
ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦИТОВ И СИЛЛИМАНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД
КЯХТИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 160

Изродин И.А., Дорошкевич А.Г.
ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕМЕЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ,
ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ 167

Изох А.Э., Светлицкая Т.В., Чан Чонг Хоа, Шелепаев Р.А., Неволько П.А., Ву Хоанг Ли, Нго Тхи Хыонг.
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ КОМПЛЕКСА КАОБАНГ
СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА И ИХ СВЯЗЬ С ЭМЕЙШАНЬСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИЕЙ 170

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Руднев С.Н., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А.
СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЦАСП) 174

ГЕНЕЗИС ПОРОД ИЗ «СЕМЕЙСТВА» КАРБОНАТИТОВ В МАТЧАЙСКОМ ЩЕЛОЧНОМ ПЛУТОНЕ ТУРКЕСТАНО-АЛАЙСКОГО ХРЕБТА, КЫРГЫЗСКИЙ ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Врублевский В.В., Морова А.А.*, Бухарова О.В., Коноваленко С.И.

Томский государственный университет, Томск, vasvr@yandex.ru
**Самарский государственный технический университет, Самара, andaluzit@mail.ru*

Посторогенные щелочные интрузии Туркестано-Алая в Южном Тянь-Шане сопровождаются дайками и жилами карбонатитоподобных пород с изотопным возрастом ~ 220 млн. лет. В их составе кальцит и доломит (60–85 %) ассоциируют с щелочными амфиболами, флогопитом, клинопироксеном, микроклином, альбитом, апатитом и магнетитом. Акцессорная минерализация представлена главным образом ниобатами, ильменитом, Nb–рутилом, титанитом, цирконом, бадделеитом, монацитом-(Ce), баритом и сульфидами. По минералого-геохимическим признакам породы обладают сходством с высокотемпературными (не менее 500°С) карбонатитами ликвационного происхождения. Силикатные и солевые карбонатные расплавы имеют родственные источники с отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ ~ от –11 до 0 и высокими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (~ 0.7061-0.7095), что может быть обусловлено смешением мантийного вещества PREMA + EM. Изотопный состав Pb в акцессорном пирротине ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.38; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.64; $^{208}Pb/^{204}Pb$ 38.41) соответствует EM 2-тренду. Предполагаемый синтексис и гибридный магмогенезис приводят к значительной коровой контаминации интрузий. Согласованное изменение изотопного состава $\delta^{13}C$ (от –6.5 до –1.9 ‰), $\delta^{18}O$ (9.2-23 ‰), δD (от –58 до –41 ‰) и $\delta^{34}S$ (12.6-12.8 ‰) в минералах и породах свидетельствует о поступлении корового материала еще на стадии существования расплава и о воздействии метаморфогенного флюида. Наблюдаемое распределение HFSE в наиболее ранних щелочных габброидах обусловлено взаимодействием исходной мафитовой магмы с веществом IAB-типа. При этом изотопное сходство щелочных пород с пространственно сближенными базальтами Таримской изверженной провинции не исключает возможности развития триасового щелочного магматизма Туркестано-Алая в виде финального импульса (the "last echo") Таримского мантийного плюма.

ORIGIN OF CARBONATITE-LIKE ROCKS OF THE MATCHA ALKALINE PLUTON FROM TURKESTAN-ALAI RIDGE, KYRGYZ SOUTHERN TIEN SHAN

Vrublevskii V.V., Morova A.A.*, Bukharova O.V., Konovalenko S.I.

Tomsk State University, Tomsk, vasvr@yandex.ru
**Samara State Technical University, Samara, andaluzit@mail.ru*

Postorogenic alkaline intrusions in the Turkestan-Alai segment of the Southern Tien Shan coexist with dikes and veins of carbonatite-like rocks dated at ~220 Ma. They are primarily composed of calcite and dolomite (60–85 %), as well as sodic amphibole, phlogopite, clinopyroxene, microcline, albite, apatite, and magnetite, with accessory niobate, ilmenite, Nb-rutile, titanite, zircon, baddeleyite, monazite-(Ce), barite, and sulfides. The rocks share mineralogical and geochemical similarity with carbonatites that originated by liquid immiscibility at high temperatures above 500°C. Silicate and salt-carbonate melts are derived from sources with mainly negative bulk $\varepsilon_{Nd}(t)$ ~ from –11 to 0 and high initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (~ 0.7061-0.7095) which may be due to mixing of PREMA and EM-type mantle material. Pb isotopic ratios in accessory pyrrhotite ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.38; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.64; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.41) exhibit an EM 2 trend. The intrusions bear signatures of significant crustal contamination as a result of magma genesis by syntexis and hybridism. Concordant isotope composition changes of $\delta^{13}C$ (–6.5 to –1.9 ‰), $\delta^{18}O$ (9.2-23 ‰), δD (–58 to –41 ‰), and $\delta^{34}S$ (12.6-12.8 ‰) in minerals and rocks indicate inputs of crustal material at the stage of melting and effect of hot fluids released during dehydration of metamorphosed oceanic basalts or sediments. The observed HFSE patterns of the oldest alkaline gabbro may be due to interaction of the primary mafic magma with IAB-type material. The isotope similarity of alkaline rocks with spatially proximal basalts of the Tarim large igneous province does not contradict the evolution of the Turkestan-Alai Triassic magmatism as the «last echo» of the Tarim mantle plume.

Введение

Карбонатиты представляют собой эндогенные существенно (> 50 %) карбонатные породы, образование которых может быть связано либо с фракционированием CO_2–насыщенных щелочных силикатных расплавов, либо с внедрением и кристаллизацией автономной щелочно-доломитовой магмы (Carbonatites:…, 1989; Bailey, 1993; Bell et al., 1998; Gwalani et al., 2010). Предполагается сублитосферное мантийное происхождение их исходного вещества (Bell, Simonetti, 2010). Для комплексов, расположенных в фанерозойских складчатых поясах отмечаются признаки коровой контаминации магм (Покровский и др., 1998; Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015). Кроме этого, рассматривается возможность появления более экзотических карбонатитоподобных расплавов в результате теплового воздействия интрузий на вмещающие соленосные карбонатные отложения, процессов скарнообразования или анатексиса мраморсодержащих метаосадочных толщ (например, Покровский и др., 2001; Le Bas et al., 2004; Мазуров и др., 2007; Lentz, 1999; Ferrero et al., 2016).

Нами получены первые геохимические и изотопно-геохронологические данные по жильным карбонатитоподобным породам Матчайского плутона, расположенного в Туркестано-Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня. Предполагаются мантийно-коровые источники вещества, гибридный магмогенезис и высокотемпературная силикатно-карбонатная ликвация эволюционированных щелочных расплавов.

Аналитические методы

Концентрации химических элементов в породах измерены методами XRF (спектрометр ARL–9900XP) и ICP–MS (спектрометры Agilent 7500cx, Elan–6100 DRC, Finnigan MAT) в Аналитических центрах ИГМ СО РАН (Новосибирск), ТГУ (Томск) и ИМГРЭ (Москва). Изотопный анализ углерода ($\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$, 2σ ± 3 ‰), кислорода ($\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$, 2σ ± 0.2 ‰), водорода ($\delta D_{V\text{-}SMOW}$, 2σ ± 0.2 ‰) и серы ($\delta^{34}S$ Sikhote-Alin, 2σ ± 0.3 ‰) проведен в ГИН РАН (Москва) и Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ) на спектрометрах МИ 1201–В, GD–150, Delta V Advantage и Finnigan MAT 253 соответственно. Изотопный состав Sm–Nd и Rb–Sr изучен в статическом режиме на спектрометрах Finnigan MAT–262 и МИ 1201–Т в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты). Первичные изотопные отношения и величины ε_{Nd}, ε_{Sr} рассчитаны на возраст 220 млн лет (современный CHUR $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$), UR ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045$; $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0827$). Концентрации Rb и Sr, Sm и Nd определены с точностью 1 и 0.5 отн. % соответственно. Среднее по стандарту La Jolla $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511828 \pm 22$ (2σ, n = 9). $^{87}Sr/^{86}Sr$ нормализовано к значению 0.710235 ± 16 (2σ, n = 11) по стандарту SRM–987. Величина 2σ не превышает 0.5 отн. % для $^{87}Rb/^{86}Sr$ and $^{147}Sm/^{144}Nd$, 0.05 и 0.005 отн. % для $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ соответственно. Изотопный Pb–Pb анализ пирротина выполнен в ИГЕМ РАН (Москва) на MC–ICP масс-спектрометре Neptune.

Для возрастного $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования карбонатитоподобных пород применялся метод ступенчатого нагрева 3-х фракций флогопита и рихтерита, предварительно облученных в исследовательском ядерном реакторе ТПУ (Томск). Изотопный состав Ar измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 в ИГМ СО РАН.

Геолого-петрографическая характеристика

Складчатое сооружение Южного Тянь-Шаня в составе Центрально Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) представляет собой часть герцинского коллизионного орогена, который сформировался в результате закрытия Туркестанского палеоокеана (Алексеев и др., 2015; Буртман, 2015). На территории Кыргызстана выделяются Туркестано-Алайский и Кокшаальский структурные сегменты, разделенные Талассо-Ферганским глубинным разломом (рис. 1а). Для них характерно широкое развитие разноформационного интрузивного магматизма в позднем палеозое – раннем мезозое (Шинкарев, 1978; Ненахов, 2002; Solomovich, 2007; Бискэ и др., 2013). В Туркестано-Алайском сегменте наряду с габбро-монцонит-сиенитовыми и гранитоидными ассоциациями пермского возраста, распространены более поздние (~ 200–220 млн. л. н.) плутонические комплексы K-Na щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов с преобладанием фельзитовых разновидностей пород. Интрузивные массивы подобного состава приурочены к зоне сопряжения Алайского, Туркестанского и Зеравшанского горных хребтов и прорывают метатерригенные и карбонатные осадочные отложения силура и девона, а также молассовые образованиями позднего карбона и перми (Ненахов, 2002; De Grave et al., 2012).

К типичным раннемезозойским щелочным интрузиям относят Матчайский и Зардалекский массивы (рис. 1б, в),

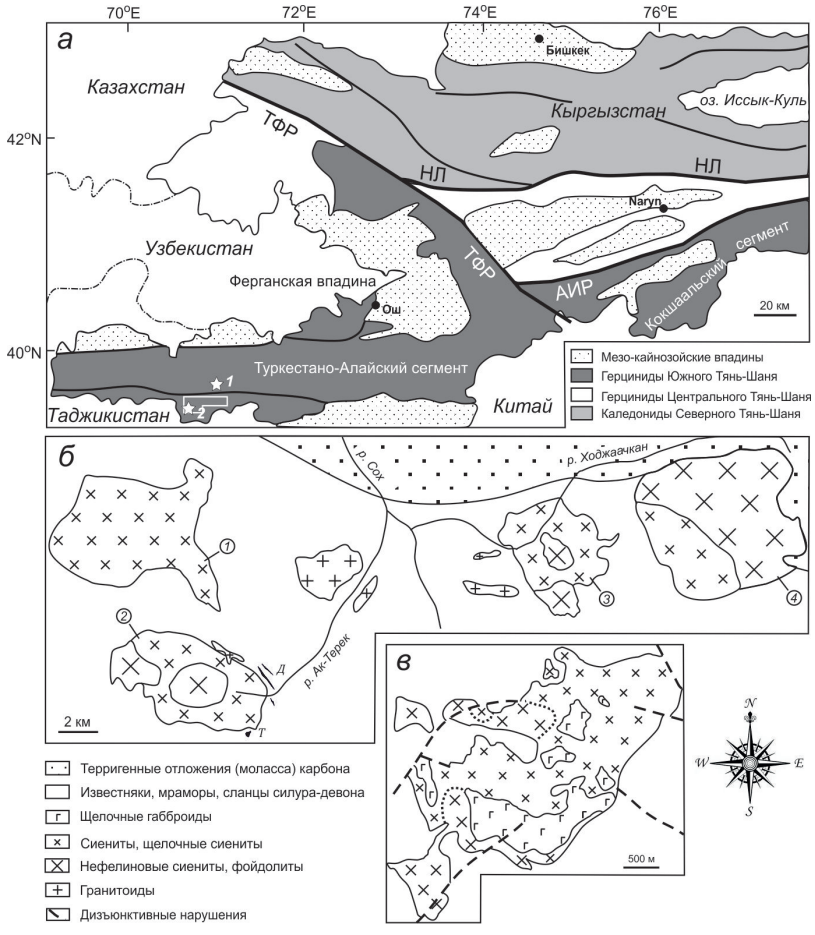


Рис. 1. Геологическая позиция и внутреннее строение щелочных интрузий Туркестано-Алая (Шинкарев, 1978; Ненахов, 2002; De Grave et al., 2012)

а – тектоническая схема Кыргызского Тянь-Шаня: ТФР = Таласо-Ферганская разломная зона, АИР = Атбаши-Иныльчекский разлом, НЛ = линия Николаева. Контуром белого цвета показан фрагмент (б), звездами обозначены Зардалекский (1) и Матчайский (2) плутоны. б – геологическая схема размещения и строения щелочных интрузий матчайского комплекса: 1, Утренский, 2, Матчайский, 3, Кульпский, 4, Ходжаачканский массивы. Отмечены участки развития карбонатитоподобных пород в экзоконтакте Матчайского массива: Д – Дельбек, Т – Тутек, составлено В.С. Гурским. в – геологическая схема Зардалекского интрузива.

которые расположены в бассейне реки Сох и залегают среди палеозойских метаосадочных пород (Шинкарев, 1978; Ненахов, 2002). Более крупный Матчайский массив занимает площадь ~ 30 км^2 и состоит преимущественно из щелочных и нефелиновых сиенитов, содержащих ксенолиты эссексито-тералитов ранней его фазы, а также останцы пермских гранитоидов. Контакты плутона с вмещающими сланцами имеют инъекционный характер и сопровождаются жильными телами карбонатитоподобных пород (Майоров, Гаврилин, 1971). Похожие образования проявлены в некоторых других щелочных интрузивах (Утренский, Тутекский, Кульпский) региона. Зардалекский массив (~ 13 км^2) отличается разнообразием состава и сложен эссекситами, трахитоидными щелочными и нефелиновыми сиенитами с переходом к фойдолитам.

Наиболее многочисленные скопления жильных тел карбонатитоподобных пород сосредоточены в долине ручья Дельбек на северо-восточном контакте Матчайского массива, где они совместно с апофизами сиенитов образуют протяженные (до 100–400 метров) инъекционные зоны среди фенитизированных сланцев. Отдельные жилы имеют небольшие (до n × 1 м) размеры и нередко проявлены в виде ветвящихся систем и утолщенных линз. Породы обладают массивным, полосчатым или шлирово-такситовым строением, обусловленным неоднородным распределением минералов. Доминирующие кальцит и доломит (60–85 %) образуют мелко- и среднезернистый, иногда порфировидный мозаичный агрегат, в который погружены выделения (до 10–35 %) типоморфных минералов: щелочного амфибола, клинопироксена, слюды, полевого шпата, апатита и магнетита. Акцессорные сульфиды (пирротин, пирит и др.), пирохлор, монацит, титанит, циркон, бадделеит, торит, ильменит, ильменорутил, рутил, барит, нигерит и ганит встречаются в виде редкой микровкрапленности или единичных эвгедральных зерен (~ 0.01–1 мм) в силикатно-карбонатном матриксе (Майоров, Гаврилин, 1971; Врублевский и др., 2016). В породах отсутствуют следы псевдоморфного замещения первичных минералов (например, флогопита и магнетита), характерного для процесса более поздней доломитизации (Chakhmouradian et al., 2016). С другой стороны, наличие порфировидных выделений иногда рассматривается как признак магматического происхождения карбонатитов. Наблюдаемые в изученных породах признаки деформации двойников у карбонатов и изгиб пластинок слюды могут указывать на вязко-пластичное перемещение вещества.

Полученные $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектры флогопита характеризуются хорошо выраженными (60–80 % выделенного ^{39}Ar) возрастными плато на 199.8 ± 5.3 и 208.7 ± 5.6 млн. лет. По-видимому, эти значения фиксируют стадию закрытия Ar–Ar изотопной системы в слюде при завершении кристаллизации карбонатитоподобных пород. Для рихтерита отмечается дискордантный спектр с возрастанием отношения Ca/K (2.7–6.4) и количества выделенного ^{39}Ar (25–40 %) на высокотемпературной ступени с возрастом 227 ± 6 млн. лет. Возможно, флогопит выглядит несколько моложе из-за более быстрой перестройки изотопной системы, имеющей значительно меньшую температуру закрытия, чем амфибол.

Химический состав щелочных и карбонатитоподобных пород

Щелочные породы. В петротипных Матчайском и Зардалекском интрузивах с возрастанием кремнекислотности (SiO_2 ~ 40–66 мас. %) от габброидов к сиенитам происходит снижение концентраций (мас. %) MgO ~ 11–0.3, CaO ~ 20–2 и Fe_2O_3 ~ 14–2 и увеличение Al_2O_3 ~ 12–26, (Na_2O + K_2O) ~ 2.3–14 (табл. 1). В фойдолитах содержание глинозема и щелочей достигает соответственно ~ 29 и 16–19 мас. %. По характеру щелочности (K_2O до 2–9 мас. %; K_2O/Na_2O до 0.8–2.2) изверженные породы следует относить к производным шошонитовой серии активных континентальных окраин (АКО). В более дифференцированных производных уменьшается количество сидерофильных элементов (Cr 4–596, Ni 2–63, V 1.3–227, Co 3–38, Sc 0.3–26 г/т) и происходит накопление Cs, Rb, Ba, Th, U на уровне OIB и выше, в меньшей степени это демонстрируют Nb, Ta, LREE. Содержание Sr достигает ~ 1400–1800 г/т даже в эволюционированных фойдолитах и фельшпатоидных сиенитах, что может быть вызвано коровой контаминацией расплавов. Распределение редкоземельных (среднее REE ~ 200 г/т; La/Yb_N 10–17) и других рассеянных элементов в габброидах совместимо с составом базальтов островных дуг (IAB) и частично океанских островов (OIB) (рис. 2а, б). В более поздних фойдолитах и сиенитах концентрация REE уменьшается в среднем до 140 г/т при широких вариациях La/Yb_N ~ 2–150. Возможно, это связано с разбавлением расплава коровым веществом, не содержащим редких земель.

Карбонатитоподобные породы. Большинство изученных жильных тел сложено существенно кальциевыми (~ 34–55 мас. % CaO) разновидностями с варьирующими содержаниями (мас. %): SiO_2 ~ 0.3–19, MgO ~ 0.1–17, P_2O_5 ~ 0.3–5.6, Fe_2O_3 ~ 0.8–3.5 Na_2O + K_2O ~ 0.1–3 (см. табл. 1). Согласно классификации (Carbonatites:…, 1989), они соответствуют промежуточным составам между магнезио- и кальциокарбонатитами (рис. 3). В слюдисто-амфиболовых скоплениях (глиммеритах) среди карбонатитоподобных пород установлены более высокие концентрации Si, Al, K, Rb, Mg, Fe и Ti при содержании CaO не выше 7.5 мас. %. Накопление типоморфных рассеянных элементов достигает уровня (г/т): Sr до ~ 1500–4000, Ba до ~ 500–2400, Zr до ~ 20–140, Nb до ~ 10–70, REE + Y до ~ 250–1030 (см. табл. 1). Отношения Sr/Ba > 1 (2–17) и Th/U ≈ 0.1–53 указывают на относительно высокотемпературный режим формирования и гетерогенность пород.

По содержанию REE можно выделить три разновидности карбонатитоподобных пород. Максимум обогащения до 707–1010 г/т отмечается в единичных кальцитовых жилах среди нефелиновых сиенитов Матчайского плутона. При этом распределение в них La, Ce, Yb и Y, а также Sr, Nb, Ta, Zr и Hf комплементарно относительно щелочных пород (рис. 2в), что нередко отмечается в экспериментальных системах с силикатно-карбонатной ликвацией (Carbonatites:…, 1989; Jones et al., 1995; Veksler et al., 1998). Более распространенные разновидности отличаются пониженными концентрациями ΣREE ≈ 150–270, 23–106 г/т и разной степенью их дифференцированности La/Yb ~ 8–17 и 11–46 соответственно. По-видимому, неоднородность минералообразующей среды также вызывает заметную изменчивость отношений других HFSE (Nb/Ta 3–73; Zr/Hf 3–220). По сравнению с щелочными и нефелиновыми сиенитами для карбонатитоподобных пород характерны преимущественное накопление REE и Sr, а также их обедненность Nb, Ta, Zr и Hf (см. рис. 2в). Это согласуется с распределением редких элементов в природном карбонатном расплаве, который мог отделиться при ликвационном расслоении нефелинитовой магмы (Guzmics et al., 2015). Показательно, что сопряженная силикатная жидкость действительно удерживает перечисленные HFSE.

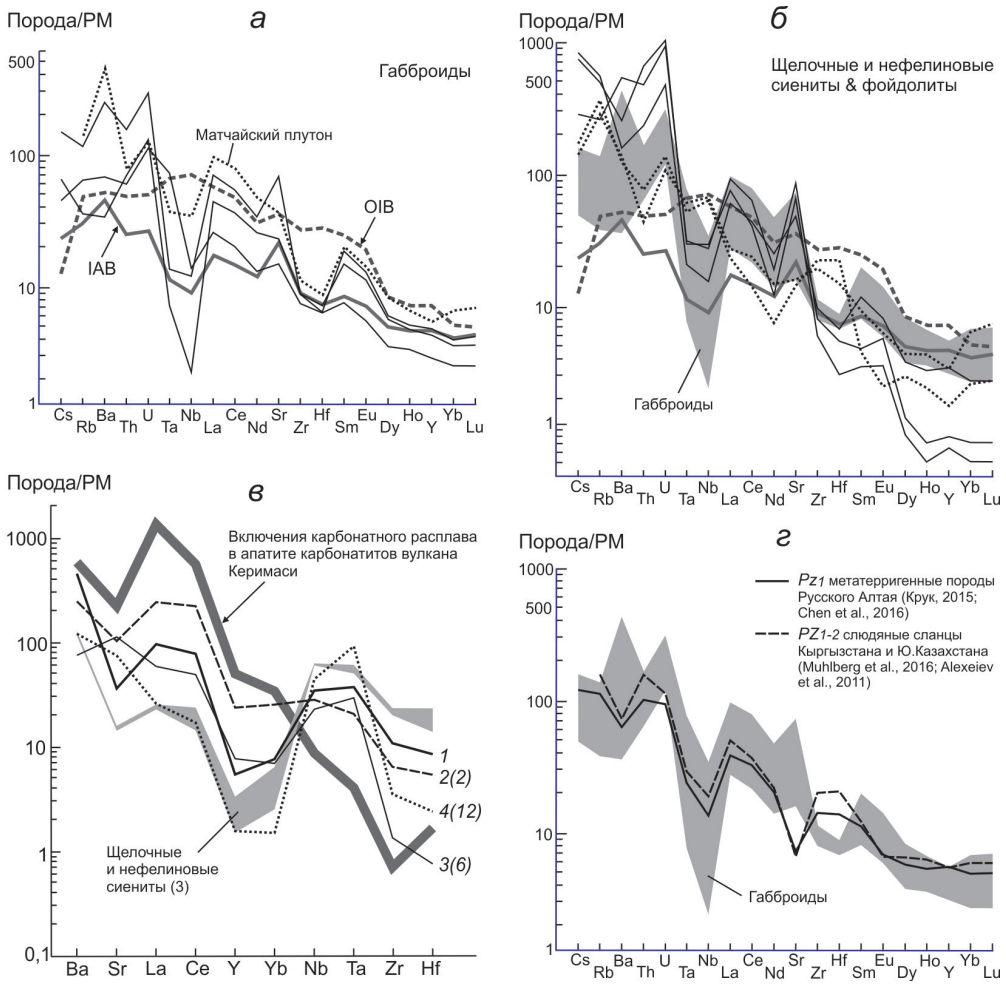


Рис. 2. Распределение рассеянных химических элементов в щелочных и карбонатитоподобных породах Матчайского и Зардалекского плутонов

а–б – мультиэлементные спектры габброидов (а), фойдолитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (б), нормализованные по составу примитивной мантии (PM), средний OIB по (Sun, McDonough, 1989), средний IAB по (Kelemen et al., 2003). в – диаграмма комплементарного поведения HFSE и LILE в эссекситах 1, сиенитах и карбонатитоподобных породах: обогащенных REE 2, обедненных REE 3–4 Матчайского массива. В скобках – количество анализов для расчета средних концентраций. Последовательность химических элементов на диаграмме выбрана в соответствии с уменьшением их модельных коэффициентов распределения при силикатно-карбонатной ликвации (см. текст). г – диаграмма состава вероятного корового контаминанта, взаимодействующего с материнской щелочно-мафитовой магмой (см. текст для пояснения).

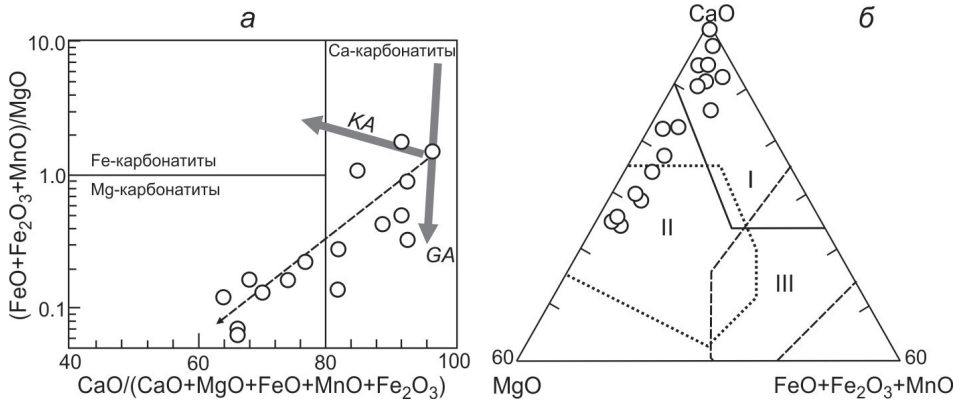


Рис. 3. Петрохимическая классификация (мас. %) карбонатитоподобных пород

а – диаграмма $FeO+Fe_2O_3+MnO)/MgO–CaO/(CaO+MgO+FeO+Fe_2O_3+MnO)$ по (Harmer, Gittins, 1997); б – тройная диаграмма $CaO–MgO–(FeO+Fe_2O_3+MnO)$ по (Carbonatites:.., 1989). I–III, преобладающие составы Ca-карбонатитов (I), Mg-карбонатитов (II), Fe-карбонатитов (III). Стрелками серого цвета показаны вариационные тренды карбонатитов Кузнецкого Алатау (KA) и Горного Алтая (GA) в западной части ЦАПП (Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015).

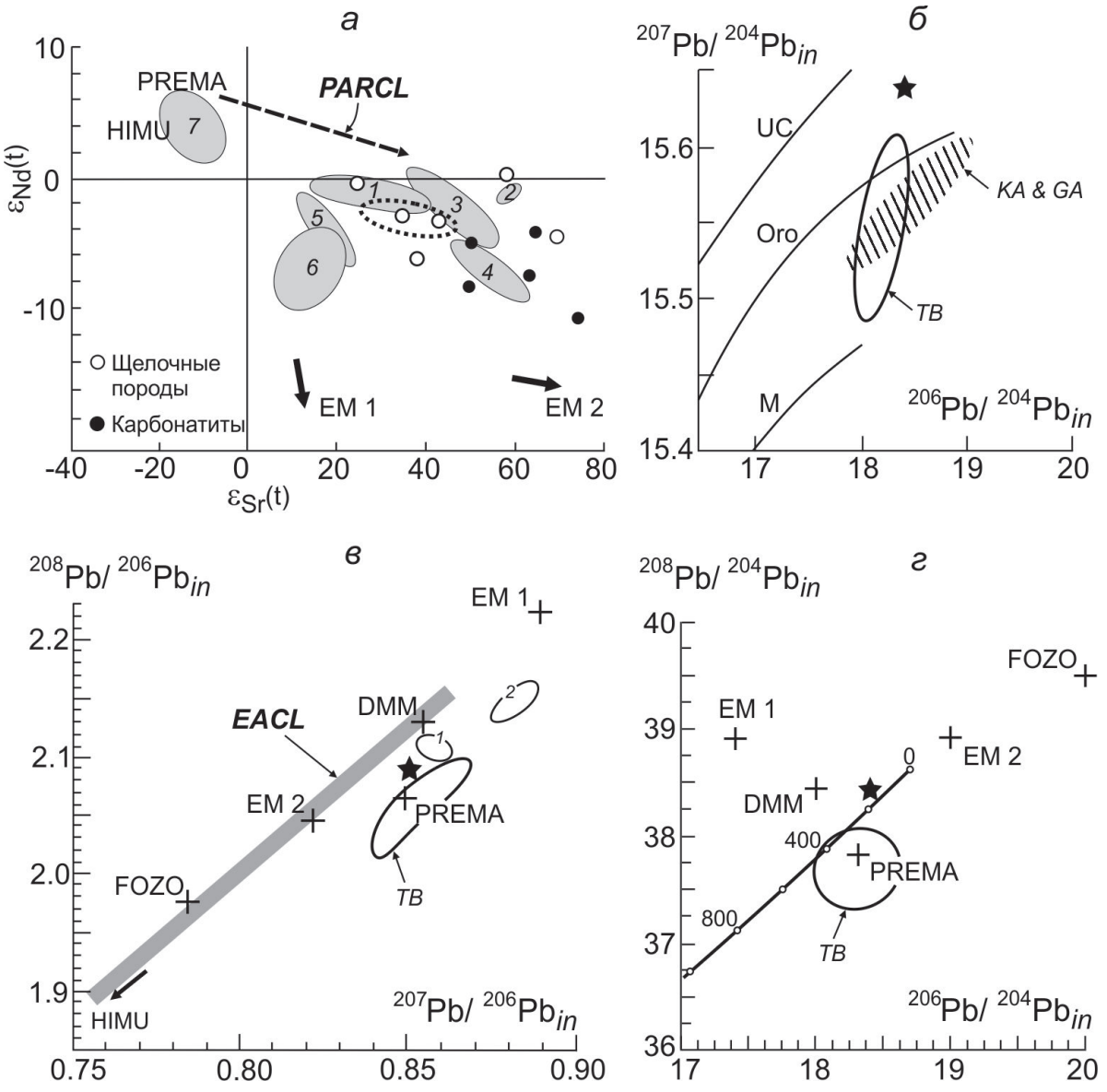


Рис. 4. Изотопная Nd–Sr–Pb систематика щелочных и карбонатитоподобных пород Туркестано-Алая

а – диаграмма $\varepsilon_{Nd}(t) – \varepsilon_{Sr}(t)$. Полями серого цвета показаны некоторые составы мезозойских карбонатитсодержащих комплексов ЦАПП и докембрийских кратонов: 1, Мушугай-Худук, Баян-Хушу; 2, Лугин-Гол, 3, Бэлтэсин-Гол, Овэрмараат-Гол (все Монголия); 4, Дарай-Пиоз (Таджикистан); 5, Аршан, Халюта, Ошурково (Западное Забайкалье); 6, Huayangchuan, Yuantou, Qinlongtou, Dashigou, Shijiawan (все Центральный Китай) (Vladykin et al., 2005; Никифоров и др., 2002; Xu et al., 2011); 7, карбонатиты Сибирской, Европейской и Северо-Американской платформы (см. ссылки в работе Врублевский, Гертнер, 2005). Точечным пунктиром оконтурены преобладающие базальты Таримской изверженной провинции (Zhang et al., 2010; Li et al., 2012; Wei et al., 2014). PARCL – линия эволюции палеозойских комплексов щелочных пород и карбонатитов в западной части ЦАПП по данным (Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015). Мантийные резервуары PREMA, HIMU, EM 1, EM 2 по Zindler, Hart (1986) и Stracke et al. (2005). б-г – Pb–Pb диаграммы изотопного состава акцессорного пирротина (черная звезда) из карбонатитоподобных пород Матчайского плутона. Мантийные компоненты PREMA, FOZO, HIMU, DMM, EM 1 и EM 2, элементы плюмботектоники и изотопной эволюции свинца по (Stacey, Kramers, 1975; Zartman, Doe, 1981; Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005; Armienti, Gasperini 2007); EACL (линия эволюции карбонатитов Восточно-Африканского рифта, по Bell, Tilton, 2001); заштрихована область KA&GA щелочных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая в западной части ЦАПП (Врублевский и др., 2017); поле TB соответствует диапазону базальтов Таримской изверженной провинции (Zhang et al., 2010). На графике (б): UC – верхняя кора, Oro – компонент «Orogenic», M – мантия. Поля 1–2 на графике (в): карбонатиты комплексов Bear Lodge, Северная Америка (1) и Центрального Китая (2) (Moore et al., 2015; Xu et al., 2011).

Изотопная систематика пород и минералов щелочных интрузий

В щелочных породах значения $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ и $^{143}Nd/^{144}Nd(t)$ варьируют в интервале 0.70601–0.70915 и 0.512035–0.512363 соответственно (табл. 2). Карбонатитоподобные породы обладают сходным изотопным составом Nd (0.511803–0.512143, $\varepsilon_{Nd}(t)$ от –10.8 до –4.1), но обогащены радиогенным ^{87}Sr (0.70705–0.70947, $\varepsilon_{Sr}(t)$ 40–74). Это может свидетельствовать об эволюции щелочного магматизма в условиях смешения вещества общего ювенильного источника PREMA с материалом как обогащенной литосферной мантии EM, так и верхней коры (рис. 4а). Аналогичный состав (ε_{Nd} –6.3 to –8.7; $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7082–0.7086) имеют жильные карбонатиты в нефелиновых сиенитах интрузива Дарай-Пиоз в пограничном Таджикистане (Vladykin et al., 2005). Сопоставимые изотопные параметры (ε_{Nd} от +0.2 до –10.1; ε_{Sr} 8–40) отмечаются для других мезозойских (~ 120–220 млн. лет) комплексов щелочных пород и карбонатитов ЦАПП (Южная Монголия, Западное Забайкалье), а также орогенического пояса Qinling в Центральном Китае (см. рис. 4а).

Первичные изотопные отношения Pb в пирротине из карбонатитоподобных пород ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.38; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.64; $^{208}Pb/^{204}Pb$ 38.41) достигают значений, свойственных продуктам смешения вещества PREMA и EM 2 (рис. 4в, г). Однако обогащение минерала радиогенным ^{207}Pb и ^{206}Pb также позволяет предполагать участие в его генезисе материала верхней коры, что обычно характерно для орогенических областей (рис. 4б). На линии изотопной эволюции свинца состав пирротина почти совпадает с отметкой ~ 200 млн. лет, сходной с $^{40}Ar/^{39}Ar$ датой по флогопиту. По сравнению с более молодыми нефелинит-карбонатитовыми вулканами Восточно-Африканского рифта, представляющими взаимодействие мантийных компонентов HIMU и EM 1 (Bell, Tilton, 2001), первичные $^{207}Pb/^{206}Pb = 0.851$ и $^{208}Pb/^{206}Pb = 2.089$ в сульфиде отклоняются от общего тренда смешения в сторону среднего состава PREMA (см. рис. 4в). По-видимому, участие этого домена в магмогенерации не является редкостью, о чем свидетельствует изотопный состав свинца в дайках карбонатитов субвулканического щелочного комплекса Bear Lodge в Северной Америке (Moore et al., 2015).

Значения $\delta^{13}C$ (от –6.5 до −1.9 ‰) и $\delta^{18}O$ (18–23 ‰) в карбонатах связаны прямой корреляцией (табл. 3, рис. 5а), характерной для процессов релеевского фракционирования или смешения глубинной и осадочной углекислоты в карбонатитогенезисе (Кулешов, 1986; Carbonatites:…, 1989; Ray et al., 2000). По-видимому, доминирующая коровая контаминация привела к заметному обогащению ^{18}O силикатов, апатита и магнетита (см. табл. 3). При этом отношение $\delta^{18}O$ в минералах (11.9–16.5, 17.2 и 11.9–13.5 ‰ соответственно) сохраняется на уровне способности их кристаллических решеток концентрировать тяжелый изотоп кислорода и явно инверсированные парагенезисы в карбонатитоподобных породах отсутствуют. Очевидно, можно исключить влияние нагретых метеорных вод с $\delta^{18}O < 0$ ‰ и допустить, что степень фракционирования между карбонатом и флогопитом ($\Delta^{18}O$ = 5.7–6.5 ‰), магнетитом ($\Delta^{18}O$ = 9.5–9.9 ‰) и апатитом ($\Delta^{18}O$ = 3.5 ‰) приближенно соответствует изотопно-равновесным температурам 400–500°C, подобно контаминированным карбонатитам Южной Бразилии и Анголы (Santos, Clayton, 1995; Alberti et al., 1999). Следует также предполагать более высокую температуру начала их кристаллизации.

Установленные вариации δD в водосодержащих силикатах (от –41 до –58 ‰; см. табл. 3) совпадают с диапазоном от –40 до –90 ‰ в амфиболах и слюдах из мантийных ксенолитов и мафит-ультрамафитовых изверженных пород (например, Kuroda et al., 1975; Taylor, Sheppard, 1986; Deloule et al., 1991). Однако уровень их обогащения ^{18}O больше соответствует составу метаморфогенных вод (рис. 5в), которые обычно выделяются при дегидратации базальтов океанической коры или метаосадочных пород (Покровский, 2000).

По сравнению с сульфидами из многих карбонатитовых комплексов (среднее $\delta^{34}S \approx -3.0$ ‰) и метеоритным стандартом $\delta^{34}S_{CDT} \sim 0$ ‰ (Carbonatites:…, 1989), 2 образца изученного пирротина обогащены до значений $\delta^{34}S = 12.6–12.8$ ‰, что возможно при смешении мантийной серы с веществом осадочного цикла. Его вероятным источником служат метакарбонатные отложения, содержащие изотопно-тяжелую серу и взаимодействующие с метаморфогенным флюидом (Покровский, 2000).

Обсуждение результатов

Возраст и условия карбонатитогенезиса в щелочных интрузиях Туркестано-Алая. Считается, что формирование щелочных плутонов завершало развитие магматизма в Туркестано-Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня. Полученные нами изотопные даты (~ 200, 209, 227 млн. лет) совпадают с установленным ранее интервалом ~ 200–237 млн. лет вероятного проявления регионального фойдового магматизма в раннем мезозое (Шинкарев, 1978). Предположительно, более молодой Ar–Ar возраст флогопита связан с переустановкой изотопных «часов» в результате охлаждения орогена после его коллизии на южной окраине Азии в позднем триасе (~ 207 млн. лет) (De Grave et al., 2012). Сходство источников и пространственная связь щелочных и карбонатитоподобных пород исключают значительную временную дискретность их образования.

Силикатные породы главных фаз щелочных интрузий образуют дифференцированный магматический комплекс, геохимические особенности которого не противоречат известной боуэновской схеме фракционной кристаллизации природных расплавов. Генетически родственные субсинхронные монцосиенитовые ассоциации также выделяются в восточной части Туркестано-Алая (Ненахов, 2002). Характерной чертой изученных пород является их обеднение редкоземельными элементами (REE от ~ 50–300 до 700–1000 г/т), что не свойственно парагенезисам щелочных пород и карбонатитов мантийного происхождения. В более поздних сиенитах отмечается снижение содержаний большинства REE в 2–5 раз по сравнению с габброидами. Учитывая выявленные изотопные вариации ($^{87}Sr/^{86}Sr(t) \approx 0.706–0.708$; $\delta^{18}O \approx 9–12$ ‰), вполне допустимо, что эволюция материнской щелочно-мафитовой магмы сопровождалась процессами корового синтексиса (Ненахов, Хрестенков, 1988; Ненахов, 2002). При этом возникновение гибридных, насыщенных SiO_2 жидкостей могло происходить в условиях плавления сиалического субстрата, не содержащего редкие земли. По-видимому, его участие также способствовало поступлению в магму дополнительных количеств LILE. В Южном Тянь-Шане к образованиям такого рода следует относить пермскую ассоциацию гранитоидов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов в восточной части Кокшаальского хребта (Соломович, Трифонов, 1990). На примере мигматитов Богемского массива в Центральной Европе анатексис неоднородного метаосадочного протолита на уровне средней-нижней коры предлагается рассматривать в качестве механизма, приводящего к расслоению карбонатного и гранитного расплавов (Ferrero et al., 2016).

Предполагаемая нами контаминация магмы веществом метаосадочных карбонатов, распространённых в регионе, могла приводить к ее дополнительной карбонатизации и последующей ликвации солевого расплава наподобие карбонатитов.

Таблица 1.

Представительный химический состав щелочных и карбонатитоподобных пород

Массивы	Матчайский							Зардалекский		
Породы	1*	2*	3*	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2, мас. %	49.65	52.06	62.51	1.23	1.03	3.28	13.55	51.82	42.47	53.39
TiO_2	1.00	0.68	0.12	0.04	0.02	0.03	0.18	0.67	0.40	0.18
Al_2O_3	16.15	20.25	16.64	0.05	0.30	0.60	2.95	11.97	28.94	25.99
Fe_2O_3	10.99	7.70	5.10	1.97	1.77	1.53	1.01	8.51	3.91	1.82
MnO	–	0.13	0.09	0.13	0.18	0.21	0.12	0.13	0.12	0.06
MgO	2.64	0.21	0.47	0.05	2.16	13.90	7.87	10.77	0.89	1.51
CaO	8.78	4.51	2.72	53.98	53.39	36.17	39.64	8.39	3.39	1.38
Na_2O	5.26	7.60	6.80	0.30	0.08	0.34	0.60	1.62	8.50	4.22
K_2O	4.86	4.92	6.22	0.20	0.08	0.32	1.85	1.37	7.51	9.23
P_2O_5	0.06	0.08	0.03	0.80	3.22	3.77	2.34	0.30	0.16	0.03
LOI	1.10	3.08	0.22	40.99	37.01	39.23	29.28	4.06	3.33	1.92
Сумма	100.49	101.22	100.92	99.74	99.24	99.38	99.39	99.61	99.62	99.73
Cr, г/т	–	9.5	9.8	2.7	7	1.5	3.7	596	5.2	3.5
Ni	–	1.6	2.6	13	25	18	19	63	3.1	2.4
V	–	9	21	6	2.2	10	18	164	40	13
Co	–	3.5	4.5	1.7	5	3.1	3.4	32	6	2.5
Sc	–	0.6	1.3	1.6	1.2	0.8	1.3	26	1.1	0.34
Pb	–	18	39	53	17	–	–	7.5	51	108
Cs	–	2	5.6	1.7	0.3	0.1	17	1.4	27	25
Rb	90	255	226	42	9.2	10	211	41	339	314
Ba	3100	715	854	1985	616	270	554	469	1190	1820
Sr	740	430	315	4056	2692	1426	2035	342	1011	1396
Y	24	14	7.5	182	40	8.5	32	13	15	3
Zr	120	124	249	25	1.8	1.8	6.6	84	110	64
Hf	2.7	3.8	6.7	0.3	0.1	0.12	0.28	2.2	1.6	0.92
Nb	24	51	44	12	9.4	11	14	9.6	12	20
Ta	1.5	2.3	2.1	0.8	0.9	0.93	1	3	0.83	1.2
Th	6.5	4	6.6	0.3	0.9	2.3	0.61	5.1	19	56
U	2.6	2.2	2.9	0.2	1.6	8.7	0.96	2.5	10	28
ΣREE	320.7	115.7	63.1	707.1	205	56.6	146.3	89.2	178.8	147.3

Примечание. 1, 8 = субщелочное и щелочное габбро; 2, 10 = нефелиновый сиенит; 3 = щелочной сиенит; 9 = фойдолит; 4 – 7 = карбонатитоподобные породы: REE-обогащенные (4), REE-обедненные (5, 6), меланократовые (7). * по (Ненахов, 2002). (–) – не определялось.

Таблица 2.

Изотопный Sr–Nd состав щелочных и карбонатитоподобных пород Туркестано-Алая

Образец	Массив	Порода, минерал	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$^{143}Nd/^{144}Nd(t)$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr(t)$	$\varepsilon_{Sr}(t)$
1	Z	AG	0.512537±12	0.512363	0.16	0.70855±18	0.70833	57.99
3		AG	0.512208±14	0.512035	–6.25	0.70706±17	0.70691	37.87
5		F	0.512277±8	0.512198	–3.06	0.70740±15	0.70669	34.73
9		F	0.512239±13	0.512183	–3.36	0.70824±16	0.70724	42.63
10		NS	0.512507±19	0.512340	–0.29	0.70705±18	0.70601	25.11
XXX	M	NS	0.512318±8	0.512132	–4.36	0.71190±19	0.70915	69.71
1-8-2		Gl	0.512148±6	0.511971	–7.50	0.70956±21	0.70872	63.60

1084		C	0.512092±4	0.511932	–8.26	0.70779±11	0.70772	49.34
2-3		C	0.512272±20	0.512108	–4.82	0.70788±16	0.70783	50.96
1085		C	0.512332±14	0.512143	–4.14	0.70882±18	0.70876	64.10
12-5		C	0.511966±14	0.511803	–10.77	0.71008±14	0.70947	74.31
1086		C, Ap				0.70749±9	0.707484	46.05
1080/2		C, Amp				0.70825±9	0.707045	39.82

Примечание. Z – Зардалекский интрузив, M – Матчайский интрузив. AG, щелочное габбро; F, фойдолит; NS, нефелиновый сиенит; C, карбонатит = карбонатитоподобная порода; Gl – глиммерит. Ap = апатит, Amp = амфибол.

Таблица 3.

Изотопный состав O, C и H щелочных интрузий Туркестано-Алая

Массив	Порода	Образец	Материал	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	T, °C
M	C	1086	Cb	–3.9	20.7		
			Ap		17.2		403, 508*
	C	1085	Cb	–4.4	18.0		
			Lpm		11.9	–58	
	C	1084	Cb	–6.5	18.6		
	C	12-5	Cb	–4.0	19.8		
	C	12-1	Cb	–3.0	21.4		
	C	1080	Cb	–2.7	22.1		
			Phl		16.4		
	C	1080/1	Cb	–2.3	23.0		
			Mag		13.5		504
	C	1080/2	Cb	–3.5	21.2		
			Phl		14.7	–57	
			Amp		16.5	–41	
	C	1081	Cb	–1.9	21.8		
			Phl		16.1		
			Mag		11.9		488
Z	AG	1	WR		9.8		
	AG	3	WR		9.2		
	F	5	WR		12.0		
	F	9	WR		12.4		
	NS	10	WR		9.4		

Примечание. M – Матчайский интрузив, Z – Зардалекский интрузив, AG, щелочное габбро; F, фойдолит; NS, нефелиновый сиенит; C, карбонатитоподобная порода; WR, валовый состав породы. Cb, карбонат; Ap, апатит; Amp, амфибол; Phl, флогопит; Lpm, лепидомелан; Mag, магнетит; Cc, кальцит. Изотопные температуры рассчитаны по уравнению: $1000 \ln\alpha$ (cc-mag) = $5.74 \times 10^6/T^2$ (Clayton, Kieffer, 1991), $1000 \ln\alpha$ (cc-ap) = $1.6 \times 10^6/T^2$ (Fortier, Luttge, 1995). * – расчет по (Alberti et al., 1999).

При этом сопряженная силикатная жидкость по химическому составу соответствует фельдшпатоидным сиенитам, принимающим участие в строении интрузивов. Как и в модельных системах (Veksler et al., 1998; Martin et al., 2013), преимущественное накопление REE наблюдается именно в карбонатном расплаве, а не в сиенитах, которые удерживают Nb, Ta, Zr, Hf. В условиях эксперимента с увеличением давления от 1.0 до 3.0 ГПа и содержания H_2O порции карбонатитового ликвата усиливают свою способность к экстракции REE, Sr, Ba, частично, Th и U. Аналогичная тенденция отмечается для средних составов нефелиновых сиенитов и REE-обогащенных карбонатитоподобных пород Матчайского плутона (рис. 2в, 6). Образование REE-бедных разновидностей и приконтактовых фенитов происходило уже на более поздней стадии магматического процесса в условиях снижения давления и дегазации водного флюида. Потеря H_2O также отразилась на подвижности Th и U. По-видимому, сочетание ликвации и контаминации во многом обусловило широкие вариации в породах Sr/Ba 0.2–17, Nb/Ta 3–73, Zr/Hf 3–220; Th/U 0.1–53.

Вероятная магматогенная природа карбонатитоподобных пород проявляется в виде высокотемпературного эндогенного парагенезиса Fe–Mg силикатов, полевых шпатов, апатита и магнетита. Масштабы $\Delta^{18}O$-фракционирования между минералами могут свидетельствовать о завершении их кристаллизации при ~ 400–500°C. Сходные условия формирования (~

300–650°C) отмечаются для некоторых гипабиссальных карбонатитов Бразилии, Анголы, Сибири (Santos, Clayton, 1995; Alberti et al., 1999; Врублевский, 2015). Наблюдаемое полосчатое или струйчатое распределение породообразующего амфибола, флогопита и апатита, нередко со следами абразии и деформации кристаллов, свидетельствует о возможном вязко-пластичном перемещения вещества. На выделение из расплава акцессорного пирохлора указывает наличие в его зернах химической зональности (Врублевский и др., 2016), которая обычно отражает накопление UO_2 и снижение концентраций Nb, Ca, Na и F на позднемагматической стадии карбонатитогенеза (Зайцев и др., 2011). В связи с этим число структурных вакансий ~ 0.1–0.2 ф. ед. в позиции A кристаллохимической формулы минерала не превышает значений в изверженных карбонатитах (Nasraoui, Bilal, 2000).

Геодинамическая среда и мантийно-коровые источники щелочного магматизма. Развитие щелочного и карбонатитового магматизма связывают с мантийной активностью и мультикомпонентным источником типа HIMU/FOZO + EM 1 (Bell, Tilton, 2001). По сравнению с ним триасовые интрузивные массивы Туркестано-Алая обладают менее радиогенным изотопным составом неодима и обогащены ^{87}Sr (εNd(t) ~ –11 to 0, εSr(t) ~ 25–74), что может свидетельствовать о смешении плюмового компонента PREMA с материалом обогащенной литосферной мантии EM 2. В отличие от более деплетированных аналогов на докембрийских кратонах такая корреляция является продолжением линии изотопной эволюции палеозойских комплексов мантийных щелочных пород и карбонатитов ЦАПП (см. рис. 4а). По-видимому, участие EM 2 также повлияло на изотопный состав свинца в изученном пирротине (см. рис. 4в, г).

Считается, что в строении герцинид Туркестано-Алая преобладают аккреционно-коллизионные комплексы. В связи с этим прорывающие интрузии могут быть заражены их веществом. Действительно, распределение большинства HFSE в изученных габброидах унаследует спектральный профиль IAB и частично OIB (см. рис. 2), а наиболее калиевые (K_2O ~ 8–9 мас. %) разновидности соответствуют шошонитовой серии АКО. На этом фоне относительное обогащение всех разновидностей пород Cs, Rb, Ba, K, Th, U, Sr и невысокое содержание REE следует рассматривать как результат контаминации магмы коровыми компонентами. Возможными источниками такого вещества являются раннепалеозойские метатерригенные отложения в сопредельном Русском Алтае, а также слюдяные сланцы раннего и среднего палеозоя в Южном Казахстане и в Чаткальском сегменте Кыргызстана. Они имеют не только изотопное сходство (ε_{Nd} от –9.7 до 0.6), но и сопоставимы по концентрациям большинства рассеянных элементов с изученными габброидами (рис. 2г) (Крук, 2015; Chen et al., 2016; Mühlberg et al., 2016).

На участие в магматических процессах вещества не только обогащенной мантии EM 2, но также зрелой континентальной коры указывают обогащение сульфида ^{207}Pb, ^{206}Pb и ^{34}S, высокие значения $\delta^{18}O$ (9.2–23 ‰) и их прямая корреляция с первичными $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах (см. рис. 4, 5б). В «мантийно-коровом» интервале возникает аналогичная зависимость между $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (см. рис. 5а). Изотопные особенности свидетельствуют о проникновении материала коры непосредственно в щелочной расплав. Предполагается, что источником метаморфогенного флюида послужили погребенные рассолы, мобилизованные из карбонатных отложений за счет тепла интрузий (Покровский и др., 1998).

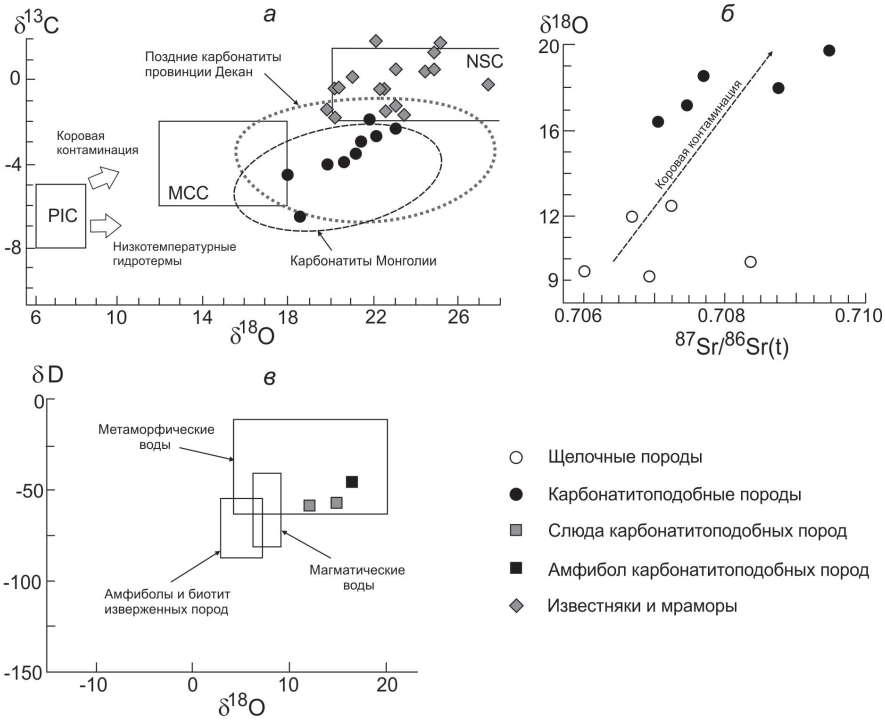


Рис. 5. Изотопный состав C–O–H в породах и минералах щелочных плутонов матчайского комплекса

а – диаграмма $\delta^{13}C$ – $\delta^{18}O$: PIC (primary igneous carbonatites) и O-C изотопные сдвиги по (Conway, Taylor, 1969; Demény et al., 1998); MCC-бокс (mantle-crustal carbonatites) включает преобладающие составы карбонатитов в западной части ЦАПП по (Vrublevskii, 2017); NSC (normal sedimentary carbonates) по (Покровский, 2000). Также показаны составы поздних карбонатитов вулканической провинции Декан в Индии (Ray et al., 2000) и карбонатитовых даек, жил, брекчий и туфов в Южной Монголии (Кулешов, 1986). б – диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ – $\delta^{18}O$. в – диаграмма δD–$\delta^{18}O$: составы магматических и метаморфических вод по (Sheppard, 1986; Покровский, 2000), роговой обманки и биотита в изверженных породах по (Taylor, Sheppard, 1986). Данные по составу известняков и мраморов, вмещающих щелочные магматические комплексы в западной части ЦАПП, приведены по (Кулешов, 1986; Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015).

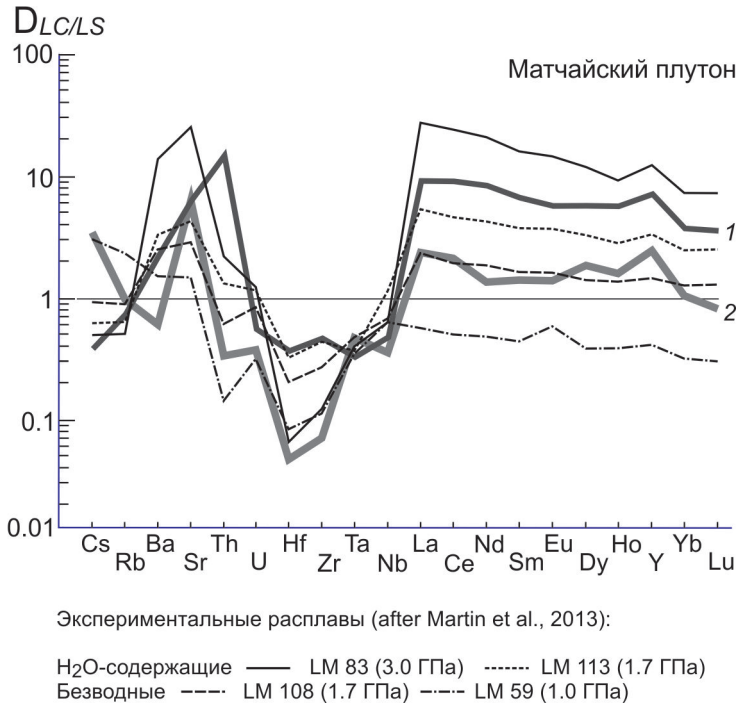


Рис. 6. Коэффициенты распределения ($D_{LC/LS}$) рассеянных химических элементов в модельных системах с силикатно-карбонатной ликвацией (Martin et al., 2013) и их соотношения в нефелиновых сиенитах и карбонатитоподобных породах Матчайского плутона

Спектры 1, 2 соответствуют уровням разделения рассеянных элементов между REE-обогащенными (1, среднее из 2 обр.), REE-обедненными карбонатитоподобными породами (2, среднее из 6 обр.) и средним нефелиновым сиенитом (2 обр.). См. текст для пояснений.

Показательно, что сходный Nd–Sr–Pb изотопный состав имеет множество базальтов крупной магматической провинции на северной окраине Таримского кратона, пограничной с Тянь-Шанем (см. рис. 4). Формирование вулканитов связывают с активностью раннепермского (~ 290 млн. лет) плюма, который мог взаимодействовать с веществом как астеносферы и субконтинентальной литосферной мантии (SCLM = OIB, EM 1, EM 2), так и с континентальной корой (Zhang et al., 2010; Li et al., 2012; Liu et al., 2016; Wei et al., 2014). Не исключено, что развитие посторогенного щелочного магматизма Туркестано-Алая является поздним проявлением (the «last echo») Таримского плюма. Возможно, под его воздействием происходила химическая обработка палеозойских аккреционно-коллизионных комплексов окраины Палеотетиса, вмещающих щелочные интрузии триаса. Внедрение магмы в обстановке суперпозиции плюма и АКО приводило к дополнительной карбонатизации эволюционирующих расплавов (Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015).

Заключение

(1) С формированием посторогенных щелочных интрузий в Туркестано-Алае связаны жильные карбонатитоподобные породы с изотопным возрастом ~ 220 млн. лет. Предполагается их высокотемпературное ликвационное происхождение. (2) Родоначальная магма имеет мультикомпонентный мантийный источник PREMA + EM 2. В результате плюм-литосферного взаимодействия происходили процессы синтексиса и образования гибридных расплавов. (3) Поступление корового вещества происходило на стадии существования расплава. Максимальный уровень контаминации достигается в карбонатитоподобных породах. (4) Наиболее ранние габброиды демонстрируют геохимические признаки взаимодействия мафитовой магмы с веществом IAB-типа. Их изотопное сходство с базальтами Таримского плюмового ареала позволяет предположить, что развитие триасового щелочного магматизма Туркестано-Алая представляет собой финальную фазу (эхо) активности этого мантийного плюма.

Авторы признательны В.С. Гурскому и А.В. Ждану за предоставление полевых геологических данных и ценных образцов горных пород, а также благодарят сотрудников Национального исследовательского Томского государственного университета и институтов Российской Академии наук (ИГМ СО РАН, Геологический институт СО РАН, ГИН, ИГЕМ, ИМГРЭ, Геологический институт КНЦ РАН) за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект 5.8988.2017/6.7).

Список литературы

1. Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Б., Дженчураева А.В., Гетман О.Ф., Аристов В.А., Крёнер А., Лю Х., Чжон Л. Тектоническое районирование и палеозойская эволюция Китайского Южного Тянь-Шаня // Геотектоника, 2015, Т. 49(2), с. 3–35.
2. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника, 2013, Т. 47(4), с. 61–81.
3. Буртман В.С. Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое // Геотектоника, 2015, Т. 49(4), с. 67–85.
4. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Природа карбонатитсодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск, 2005, с. 30–49.
5. Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного

Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, Т. 53(8), с. 945–963.
6. Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика, 2015, Т. 56(3), с. 488–515.
7. Врублевский В.В., Бухарова О.В., Морова А.А. Nb–Ti минерализация в кальцит–доломитовых карбонатитах Матчайского щелочного плутона, Алайский хребет, Южный Тянь-Шань // Геосферные исследования, 2016, № 1, с. 52–65.
8. Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф. Роль земной мантии в развитии вулканизма океанских островов в раннем палеозое (по данным геохимии OIB юго-востока Горного Алтая) // Геосферные исследования, 2017, № 1. с. 28–38.
9. Зайцев А.Н., Вилльямс Ч.Т., Уолл Ф., Золотарев А.А. Эволюция химического состава минералов группы пирохлора из фоскоритов и карбонатитов Хибинского щелочного массива // ЗРМО, 2011, № 3, с. 40–55.
10. Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986, 124 с.
11. Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 2007, Т. 49(4), с. 306–320.
12. Майоров И.П., Гаврилин Р.Д. Карбонатиты из верхнепалеозойской геосинклинали Туркестано-Алая // Советская геология, 1971, № 10, с. 111–116.
13. Ненахов В.М. Верхнепалеозойский коллизионный магматизм и металлогения Туркестано-Алая // Металлогения рядов коллизионных обстановок (под ред. Межеловского Н.В.). М.: ГЕОС, 2002, с. 125–220.
14. Ненахов В.М., Хрестенков П.А. К вопросу о генезисе щелочных комплексов Туркестано-Алая // ЗВМО, 1988, Вып. 5, с. 587–594.
15. Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология, 2002, Т. 10(2), с. 168–188.
16. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000, 228 с.
17. Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, Т. 6(3), с. 259–273.
18. Покровский Б.Г., Врублевский В.В., Сапронов Н.Л., Парначев В.П., Москалев В.А., Кудрявцев Д.И. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатитоподобных пород Тунгусской синеклизы // Петрология, 2001, Т. 9(4), с. 433–445.
19. Соломович Л.И., Трифонов Б.А. Ассоциация гранитов рапакиви, щелочных пород и карбонатитов в Тянь-Шане (Юго-Восточная Киргизия) // ЗВМО, 1990, Вып. 6, с. 46–59.
20. Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978, 303 с.
21. Alberti A., Castorina F., Censi P., Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B. Geochemical characteristics of cretaceous carbonatites from Angola // Journal of African Earth Sciences, 1999, V. 29(4), p. 735–759.
22. Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // Journal of Petrology, 2007, V. 48(4), p. 693–709.
23. Bailey D.K. Carbonate magmas // Journal of Geology, 1993, V. 150, p. 637–651.
24. Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites – into the twenty-first century // Journal of Petrology, 1998, V. 39(11/12), p. 1839–1845.
25. Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // Journal of Petrology, 2001, V. 42(10), p. 1927–1945.
26. Bell K., Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites–critical isotopic constraints // Mineralogy and Petrology, 2010, V. 98, p. 77–89.
27. Carbonatites: Genesis and Evolution. Ed. Bell K., 1989. Unwin-Hyman, London, 610 p.
28. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N. Calcite and dolomite in intrusive carbonatites. I. Textural variations // Mineralogy and Petrology, 2016, V. 110, p. 333–360.
29. Chen M., Suna M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V. Voytishek E.E. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // Gondwana Research, 2016, V. 34, p. 1–15.
30. Conway C.H., Taylor H.P. $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // Journal of Geology, 1969, V. 77(5), p. 618–626.
31. De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // Journal of Asian Earth Sciences, 2012, V. 44, p. 149–168.
32. Deloule E., Albarède F., Sheppard S.M.F. Hydrogen isotope heterogeneities in the mantle from ion probe analysis of amphiboles from ultramafic rocks // Earth and Planetary Science Letters, 1991, V. 105, p. 543–553.
33. Demény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study // Lithos, 1998, V. 44, p. 101–115.
34. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos, 2012, V. 152, p. 157–172.
35. Ferrero S., Wunder B., Ziemann M.A., Wälle M., O'Brien P.J. Carbonatitic and granitic melts produced under conditions of primary immiscibility during anatexis in the lower crust // Earth and Planetary Science Letters, 2016, V. 454, p. 121–131.
36. Guzmics T., Zajacz Z., Mitchell R.H.,·Szabó C., Wälle M. The role of liquid-liquid immiscibility and crystal fractionation in the genesis of carbonatite magmas: insights from Kerimasi melt inclusions // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2015, V. 169, article 17.
37. Gwalani L.G., Moore K., Simonetti A. Carbonatites, alkaline rocks and the mantle: a special issue dedicated to Keith Bell // Mineralogy and Petrology, 2010, V. 98, p. 5–10.

38. Harmer R.E., Gittins J. The origin of dolomitic carbonatites: field and experimental constraints // Journal of African Earth Sciences, 1997, V. 25(1), p. 5–28.
39. Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A, Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science, 1992, V. 256, p. 517–520.
40. Jones J.H., Walker D., Pickett D.A., Murell M.T., Beattie P. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa, and U between immiscible carbonate and silicate liquids // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, V. 59(7), p. 1307–1320.
41. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry, Elsevier Ltd., 2003, V. 3, p. 593–659.
42. Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Aoki K. D/H ratio of the coexisting phlogopite and richterite from micas nodules and a peridotite in in South African kimberlites // Contributions to Mineralogy and Petrology , 1975, V. 52, p. 315–318.
43. Le Bas M.J, Ba-bttat M.A.O., Taylor R.N., Milton J.A., Windley B.F., Evins P.M. The carbonatite-marble dykes of Abyan Province, Yemen Republic: the mixing of mantle and crustal carbonate materials revealed by isotope and trace element analysis // Mineralogy and Petrology, 2004, V. 82, p. 105–135.
44. Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolitic skarn processes in limestone melting // Geology, 1999, V. 27(4), p. 335–338.
45. Li Z., Li Y., Chen H., Santosh M., Yang S., Xu Y., Langmuir C.H., Chen Z., Yu X., Zou S. Hf isotopic characteristics of the Tarim Permian large igneous province rocks of NW China: Implication for the magmatic source and evolution // Journal of Asian Earth Sciences, 2012, V. 49, p. 191–202.
46. Liu Y., Lü X., Wu C., Hu X., Duan Z., Deng G., Wang H., Zhu X., Zeng H., Wang P., Wang W., Lu Q. The migration of Tarim plume magma toward the northeast in Early Permian and its significance for the exploration of PGE-Cu–Ni magmatic sulfide deposits in Xinjiang, NWChina: as suggested by Sr–Nd–Hf isotopes, sedimentology and geophysical data // Ore Geology Reviews, 2016, V. 72, p. 538–545.
47. Martin L.H.J., Schmidt M.W., Mattsson H.B., Guenther D. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H_2O-bearing systems at 1–3GPa // Journal of Petrology, 2013, V. 54(11), p. 2301–2338.
48. Moore M., Chakhmouradian A.R., Mariano A.N., Sidhu R. Evolution of rare-earth mineralization in the Bear Lodge carbonatite, Wyoming: mineralogical and isotopic evidence // Ore Geology Reviews, 2015, V. 64, p. 499–521.
49. Mühlberg M., Hegner E., Klemd R., Pfänder J.A., Kaliwoda M., Biske Y.S. Late Carboniferous high-pressure metamorphism of the Kassan Metamorphic Complex (Kyrgyz Tianshan) and assembly of the SW Central Asian Orogenic Belt // Lithos, 2016, V. 264, p. 41–55.
50. Nasraoui M., Bilal E. Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages // Journal of Asian Earth Sciences, 2000, V. 18, p. 237–251.
51. Ray J.S., Ramesh R., Pande K., Trivedi J.R., Shukla P.N., Pate P.P. Isotope and rare earth element chemistry of carbonatite-alkaline complexes of Deccan volcanic province: implications to magmatic and alteration processes // Journal of Asian Earth Sciences, 2000, V. 18, p. 177–194.
52. Santos R.V., Clayton R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, V. 59(7), p. 1339–1352.
53. Sheppard S.M.F. Characterization and isotopic variations in natural waters // Reviews in Mineralogy, 1986, V. 16, p. 165–184.
54. Solomovich L.I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision // Journal of Asian Earth Sciences, 2007, V. 30, p. 142–153.
55. Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters, 1975, V. 26, p. 207–221.
56. Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and rest of the mantle zoo // Geochemistry, geophysics, geosystems, 2005, V. 6(5), p. 1–20.
57. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, V. 42, p. 313–345.
58. Taylor H.P. Jr., Sheppard S.M.F. Stable isotopes in high temperature geological processes // Reviews in Mineralogy, 1986, V. 16, p. 227–269.
59. Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B. Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // Journal of Petrology, 1998, V. 39(11/12), p. 2095–2104.
60. Vladykin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T. Sr and Nd isotopes geochemistry of alkaline and carbonatite complexes of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences. Proc. 5 Inter. Conf. «Problems of sources of deep magmatism and plumes». Irkutsk: Publ. House of the Institute of Geography SB RAS, 2005, p. 19–37.
61. Vrublevskii V.V. Typical $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ ratios in mantle-crustal carbonatites of the CAOB // Abstr. 27 th Goldschmidt conference, Paris, 2017.
62. Wei X., Xu Y-G., Feng Y-X., Zhao J-X. Plume-lithosphere interaction in the generation of the Tarim large igneous province, NW China: geochronological and geochemical constraints // American Journal of Science, 2014, V. 314, p. 314–356.
63. Xu C., Taylor R.N., Kynicky J., Chakhmouradian, A.R., Song W., Wang L. The origin of enriched mantle beneath North China block: evidence from young carbonatites // Lithos, 2011, V. 127, p. 1–9.
64. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics, 1981, V. 75, p. 135–162.
65. Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: implications for plume–lithosphere interaction // Gondwana Research, 2010, V. 18, p. 596–610.
66. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, V. 14, p. 493–571.