

На правах рукописи

**ДОРОШКЕВИЧ Анна Геннадьевна**

**ПЕТРОЛОГИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ И  
КАРБОНАТСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСОВ  
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ**

25.00.04 – петрология, вулканология

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск - 2012

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте Сибирского отделения Российской академии наук

**Официальные оппоненты:**

**Врублевский Василий Васильевич**, доктор геолого-минералогических наук, профессор Кафедры динамической геологии, Геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский Государственный Университет

**Изох Андрей Эмильевич**, доктор геолого-минералогических наук, заведующий Лабораторией петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук

**Скляров Евгений Викторович**, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник Лаборатории палеогеодинамики, Институт Земной коры Сибирского отделения Российской академии наук

**Ведущая организация:** Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук

Защита диссертации состоится 12 марта 2013 г. в 10<sup>00</sup> часов на заседании диссертационного совета Д 003.067.03 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук в конференц-зале по адресу: 630090, г. Новосибирск–90, пр. акад. Коптюга, 3

Факс: (8–383) 333-27-92, (8–383) 333-35-05

e-mail: turkina@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ СО РАН (630090, Новосибирск–90, пр. акад. Коптюга, 3)

Автореферат разослан 24 января 2013 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета,  
д.г.-м.н.



О.М. Туркина

## **ВВЕДЕНИЕ**

**Актуальность исследования.** Одной из актуальных проблем геологии Азии является изучение истории развития магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). В пределах последнего проявление щелочных ассоциаций прослеживается в значительном промежутке времени (Самойлов, Коваленко, 1983; Рипп и др., 2000; 2009; Ярмлюк и др., 2001, 2005; Врублевский и др., 2003 а, б; 2004; Никифоров и др., 2006; Складов и др., 2010; Дорошкевич и др., 2012 а, б). Однако недостаток геохронологических и изотопно-геохимических данных по щелочному магматизму не позволяет в полной мере провести реконструкцию геологической истории развития ЦАСП и изучить изменчивость состава мантийных источников во времени. Представленные в работе данные о карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексах Западного Забайкалья дают возможность проследить эволюцию щелочного магматизма в пределах пояса, а также позволят расшифровать детали мантийно-корового взаимодействия, механизмы происходящих мантийных процессов и окислительно-восстановительного равновесия.

Петрогенезис карбонатитов является отдельной проблемой, так и не решенной после десятилетий исследований и обсуждений. В настоящее время существует три главные точки зрения на механизм их образования: непосредственное выплавление из карбонатизированной перидотитовой мантии, фракционная кристаллизация карбонатизированной силикатной магмы, жидкостная карбонатно-силикатная несмесимость. Реконструкция механизмов образования карбонатитовых ассоциаций Западного Забайкалья, выполненная автором комплексными исследованиями показала, что в регионе существуют примеры всех трех вариантов образования карбонатитов, что значительно расширяет круг признаков их обоснования.

Кроме того, интерес к исследованию карбонатитов обусловлен тем, что они являются источником крупнейших в мире месторождений REE, Sr, Nb, Zr. Поскольку эти металлы являются основой новых технологий, то спрос на них будет постоянно возрастать. Зависимость России и других стран от стран-монополистов усиливает неустойчивость сырьевого рынка этих элементов и повышает их экономическую значимость даже в небольших месторождениях.

**Цель и задачи исследований.** Целью исследований являлось восстановление истории развития карбонатитового и карбонатсодержащего магматизма на территории Западного

Забайкалья с определением этапов формирования, выявлением условий образования, обоснованием механизмов их становления и характеристикой источников.

Для достижения этой цели решались следующие задачи:

Геологическое изучение полей распространения карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексов Западного Забайкалья.

Определение возраста проявлений карбонатитовой магматической активности.

Получение минералогических, петролого-геохимических и изотопно-геохимических характеристик карбонатитов и ассоциирующих с ними щелочных силикатных пород.

Оценка условий образования карбонатитовых комплексов (Т, Р,  $fO_2$ , состав родоначальных магм и связанных с ними флюидов).

Установление признаков образования карбонатитов (ликвация, фракционная кристаллизация и непосредственная мантийная выплавка).

Выяснение роли литосферного контроля при становлении карбонатитовых комплексов.

**Фактический материал и методика исследований.** В основу работы положены полевые геологические наблюдения автора, полученные за период экспедиционных работ с 1998 по 2012 гг. на карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексах Западного Забайкалья, южного обрамления Сибирской платформы и Узбекистана. В работе был дополнительно использован каменный материал сайженского щелочного комплекса из коллекции сотрудника ГИН СО РАН А.О. Шаракинова.

Основными объектами исследования являлись проявления карбонатитов в северной части Западного Забайкалья, карбонатсодержащие щелочные массивы Витимской провинции и карбонатитовые щелочно-основные комплексы Юго-Западного Забайкалья (рис. 1).

Исследования минералов проводились на электронном сканирующем микроскопе LEO – 1430 с IncaEnergy-300 и на микроанализаторе MAP-3 в ГИН СО РАН (Улан-Удэ), электронном сканирующем микроскопе Jeol 5900LV SEM с Oxford INCA EDS и микроанализаторе Cameca SX50 WDS в Музее Естественной Истории (Лондон). Для диагностики некоторых минералов и дочерних фаз во включениях использовались спектрометры Renishaw RM 5400 с CCD

детектором и 514.5 Аг ионным лазером (Университет Кингстон, Лондон) и Ramanog U1000 с 514.5 Аг ионным лазером (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Определение химического состава пород проведено фотометрическим, атомно-абсорбционным, титриметрическим, гравиметрическим, потенциометрическим, пламенно-фотометрическим, ионно-хроматографическим методами. Микроэлементный состав изучался методами рентгенофлуоресцентного и нейтронно-активационного анализа, а также масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в ИГХ СО РАН (Иркутск), ГИН СО РАН (Улан-Удэ), Музее Естественной истории (Лондон) и ТГУ (Томск).

Анализы изотопных составов О, С, D и S в минералах проведены в ДВНЦ РАН (Владивосток) и ГИН СО РАН (Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finigan MAT 252 и 253, а Nd и Sr - в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на масс-спектрометре Triton.

Аг-Аг датирование осуществлялось в ИГМ СО РАН (Новосибирск) по амфиболам, нефелинам и биотитам. Определения Rb-Sr возраста выполнены на масс-спектрометрах МИ-1201 Т (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) и Finnigan MAT-262 (Байкальский АЦКП, Иркутск). U-Pb датирование циркона и монацита проводилось на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Включения в минералах изучались оптическими, термометрическими и криометрическими методами с использованием камеры с силитовым нагревателем, милливольтметром В7-40, Pt/Pt-Rh термопарой (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) и микроскопом Olympus VX-51, с термокамерой Lincam TS-1500 (ГЕОХИ СО РАН, Иркутск). Нагревание некоторых включений под давлением в атмосфере аргона осуществлялось в ИЭМ РАН (Черноголовка).

**Научная новизна работы.** Впервые обоснована многоэтапность проявления щелочного карбонатитового магматизма в Западном Забайкалье, охватившая интервал от неопротерозоя до позднего мезозоя включительно.

По результатам изотопных (С, О, D, S, Sr, Nd) исследований определены источники вещества материнских расплавов для пород щелочных карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья, степень их контаминации коровым материалом и изменение во времени состава источников.

Доказано, что: карбонатиты северной части Западного Забайкалья являются субликвидусными образованиями, равновесными с минералами перидотитов; формирование магматических карбонатов и амфибол-кальцит-нефелиновых образований Витимской провинции связано с фракционной кристаллизацией карбонатизированных силикатных магм; карбонатиты и комагматичные щелочные силикатные породы Юго-Западного Забайкалья сформированы жидкостной несмесимостью из карбонатизированного силикатного расплава, близкого по составу к нефелиниту, в субвулканических условиях.

Впервые представлена наиболее полная характеристика карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексов Западного Забайкалья.

Совокупность полученных научных результатов позволила сформулировать признаки образования карбонатитов путем ликвации, фракционной кристаллизации и непосредственной мантийной выплавки.

**Практическая значимость.** Результаты проведенных исследований явились основанием для выделения нового для региона мезозойского щелочно-основного карбонатитового комплекса, который включен в Легенду Государственных геологических карт России последнего поколения (лист М-48-VI). Обнаруженные проявления карбонатитов в северной части Западного Забайкалья позволили обосновать существование новой карбонатитоносной площади, являющейся перспективной на выявление промышленно-значимого редкоземельного и редкометального оруденения.

Полученные данные могут быть использованы для разработки общегеологических, минералогических и геохимических признаков и критериев поисков редкоземельного и редкометального оруденения, связанного с карбонатитами. Вещественно-минералогические характеристики карбонатитов позволят оценивать предварительные технологические свойства редкоземельных и стронциевых руд.

**Апробация работы.** Основные положения работы представлялись и обсуждались автором на: Всероссийской конференции «Геохимия магматических пород - Щелочной магматизм Земли» в Москве (2000, 2002, 2009), 31-ом Международном геологическом конгрессе в Рио-де-Жанейро (2000), 13-ой Международной конференции Гольдшмидта в Курашики (2003), открытом научном семинаре Отдела Минералогии Британского Музея

Естественной истории в Лондоне (2005), Всероссийской конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса» в Иркутске (2010, 2011), Международной конференции по щелочным породам и карбонатитам «Peralk-carb» в Тюбингене (2011), Международном семинаре по стратегическим металлам «Critical metals 2012» в Пекине (2012), региональных научных конференциях (Улан-Удэ, Томск, Иркутск, Новосибирск) и ежегодных сессиях Геологического Института СО РАН (2000-2011).

Результаты работ опубликованы в одной монографии, 25 статьях в российских и международных журналах по списку ВАК, 8 статьях в научных сборниках и 53 тезисах докладов, а также были использованы в двух Государственных контрактах с Управлением по недропользованию Республики Бурятия (2001-2003 и 2005-2006 гг) по типизации редкоземельного и редкометального оруденения на территории Республики Бурятия.

**Объем и структура работы.** Работа состоит из введения, 5 глав, заключения, списка цитируемой литературы (408 наименований) и трех приложений. Диссертация изложена на 330 страницах машинописного текста, включая 72 рисунка и 56 таблиц.

Первая глава является обзорной, в ней рассматривается классификация карбонатитов, основные модели их образования, а также источники и транспорт углерода в мантии Земли. Следующие три главы базируются на фактическом материале автора, в них приводятся данные по геологическому строению карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексов Западного Забайкалья, их абсолютному возрасту, по петрографической, минералогической, геохимической и изотопной характеристике пород, а также результаты изучения состава расплавных и флюидных включений в минералах из карбонатитов и ассоциирующих щелочных силикатных пород. В эти главы включены данные по оценке температур (минеральные и изотопные термометры, гомогенизация включений), давлений и фугитивности кислорода. На основании приведенных фактических материалов рассматриваются модели образования карбонатитов и оцениваются условия их формирования. Пятая глава посвящена обоснованию этапов проявления карбонатитового магматизма на территории Западного Забайкалья, характеристике источников, а также роли литосферного контроля при их становлении. В приложениях приведены таблицы результатов геохронологических исследований, химического состава пород, слагающих их минералов, дочерних фаз и

стекла расплавных включений, значения радиогенных и стабильных изотопов.

**Благодарности.** Автор выражает глубочайшую признательность к.г.-м.н. Г.С. Риппу, как своему учителю за годы наставничества и плодотворной совместной работы, за объективную критику, неизменно доброжелательное отношение и полезные советы при обсуждении результатов исследований за весь период с 1998 по 2012 гг.

Неоценимую помощь при обработке материала оказали к.г.-м.н. И.А. Избродин, Н.Н. Егорова. Автор признателен за продуктивную совместную работу доктору наук Ф. Волл (Музей естественной истории, Лондон), д.г.-м.н. Ф.Г. Рейфу (ГИН СО РАН), д.г.-м.н. Н.В. Владыкину (ГЕОХИ СО РАН), доктору наук К. Мур (Университет Галвей), доктору наук Ш. Виладкару (Карбонатитовый центр Амба Донгар), к.г.-м.н. С.А. Сергееву (ВСЕГЕИ), к.г.-м.н. В. Саватенкову (ИГГД РАН), к.г.-м.н. Д. Л. Конопелько (СПбГУ). В ходе работы автор имел возможность пользоваться ценными советами, консультациями и дружеским участием д.г.-м.н. А.Н. Зайцева (СПбГУ), к.г.-м.н. И.В. Векслера (Германский исследовательский центр по геонаукам), доктора наук Р. Мартина (университет Макгил). Автор весьма обязан к.г.-м.н. Н.В. Карманову (ИГМ СО РАН) и С.В. Канакину (ГИН СО РАН), докторам наук Т. Вильямсу и Дж. Спратту (Музей естественной истории, Лондон) за проведение высококачественных микронзондовых анализов. Существенная помощь была оказана также сотрудниками ГИН СО РАН Г.П. Ключевой, А.А. Цыреновой, И.В. Боржоновой, Г.И. Булдаевой, Н.Л. Гусевой, к.г.-м.н. Б.Ж. Жалсараевым, Т.И. Казанцевой, Л.А. Левантуевой, В.Ф. Посоховым при выполнении аналитических работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (03-05-65270, 05-05-79028, 08-05-98028-а, 11-05-00324), гранта Президента РФ (МК-2873.2010.5), ИНТАС (05-1000008-7939), Королевского общества Великобритании (43 5539724 2004/R4-EF), Интеграционных проектов СО РАН (67, 6.15, 10.3 и 14.2), Научных школ (НШ-863.2008.5, НШ-3848.2010.5), Лаврентьевского гранта молодых ученых СО РАН.

Особую благодарность автор выражает своей семье, родителям Геннадию Ивановичу и Людмиле Сергеевне Дорошкевич, мужу Руслану Александровичу Максарову и сестре Светлане Геннадьевне Дорошкевич за заботу, помощь, понимание и любовь.



## ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

На сегодняшний день в мире известно 527 проявлений карбонатитов (Woolley, Kjarsgaard, 2008), информация по которым суммирована в многочисленных работах (Gittins, 1966; Heinrich, 1966; Woolley, 1987, 2001; Kogarko et al., 1995a). В них показано, что карбонатиты ассоциируют с широким рядом щелочных силикатных пород. Кроме того, имеется группа карбонатитов геологически (и, вероятно, генетически) не связанная с ними (Bailey, 1990; Woolley, Kjarsgaard, 2008). В настоящее время существует несколько гипотез относительно причин ассоциации карбонатитов с щелочными силикатными породами (Kjarsgaard, Hamilton, 1989; Wyllie, 1989; Brooker, 1998; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Gittins, Harmer, 2003). Считается, что недосыщенный Si и обогащенный CO<sub>2</sub> щелочной силикатный расплав может эволюционировать в: 1) карбонатную магму; 2) силикатную жидкость, способную кристаллизовать карбонатитовые кумулаты; 3) расплав, расщепляющийся на несмешиваемые карбонатную и силикатную жидкости.

Гипотеза жидкостной несмешиваемости является предпочтительной для многих ученых и поддерживается полевыми наблюдениями и экспериментальными исследованиями (Kjarsgaard, Hamilton, 1989; Kjarsgaard, 1998; Brooker, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Wyllie, Lee, 1998; Veksler et al., 2012), а также данными по изучению расплавных включений в минералах (Rankin, Le Bas, 1974; Романчев, Соколов, 1980; Panina, 2005). К числу примеров жидкостной несмешиваемости относятся карбонатиты Юго-Западного Забайкалья. Первые предложения относительно такого механизма были высказаны Г.С. Риппом с соавторами (Рипп и др., 2000) и получили развитие в последующих работах (Сук, 2003; Doroshkevich et al., 2010a).

Ряд исследователей предлагает способ образования карбонатной жидкости путем частичного плавления карбонатизированного мантийного перидотита (Wallace, Green, 1988; Dalton, Wood, 1993; Harmer, Gittins, 1998). Экспериментальные исследования свидетельствуют, что карбонатитовый расплав, образованный при низкой степени частичного плавления метасоматизированного мантийного перидотита, имеет высокомагнезиальный доломитовый состав (Sweeney, 1994; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Wallace, Green, 1988). В то же время, большинство карбонатитовых комплексов сложено, главным образом, кальцитовыми карбонатитами с низкой магнезиальностью, и лишь изредка отмечаются проявления

доломитовых карбонатитов с высоким содержанием Mg, такие как Сарфартог в Гренландии (Secher, Larsen, 1980), Невания в Индии (Doroshkevich et al., 2010b), Часвета в Замбии (Bailey, 1989), Тамазерт в Марокко (Mourtada et al., 1997). Эти проявления, также как и доломитовые карбонатиты северной части Западного Забайкалья, могут быть отнесены к примерам карбонатитовых расплавов, выплавленных непосредственно из карбонатизированной перидотитовой мантии (Doroshkevich et al., 2007 a, b).

В мировой литературе описано всего лишь несколько примеров образования карбонатитов при фракционной кристаллизации карбонатизированной силикатной магмы: Аиллик Бей и Кап Аиллик в Лабрадоре (Heinrich, 1966; Tappe et al., 2006), Усаки в Кении (Le Bas, 1977), Кандагуба (Pilipiuk et al., 2001), Ковдор (Veksler et al., 1998) и Турий Мыс на Кольском полуострове (Булах, Иванников, 1984), Одихинча и Кугда на Маймеча-Котуйе (Кононова, 1976), Чахыртойский и Чикский массивы в юго-восточной Туве (Кононова, 1976), массивы Витимской провинции в Западном Забайкалье (Конев, 1982; Врублевская, 1992; Doroshkevich et al., 2012). Во всех случаях кальцит формировался на заключительных этапах. Модель фракционной кристаллизации также подтверждается экспериментальными данными (Wyllie, Naas, 1965; Otto, Wyllie, 1993; Lee, Wyllie, 1994, 1998). В обзорной работе по экспериментальным модельным системам В. Ли и П. Дж. Вайли (Lee, Wyllie, 1998) показали, что водосодержащие карбонатизированные щелочные силикатные расплавы могут проходить ниже смесимого интервала, что позволяет кристаллизоваться карбонату в процессе фракционной кристаллизации.

## **СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ**

(по защищаемым положениям)

**Первое защищаемое положение: На территории Западного Забайкалья установлено четыре этапа проявления карбонатитового магматизма: неопротерозойский (625-600 млн. лет), раннепалеозойский (520-486 млн. лет), позднепалеозойский (306-294 млн. лет) и позднемезозойский (130-122 млн. лет). Источники карбонатитового магматизма последовательно сменялись во времени от неопротерозоя до позднего мезозоя:**

**PREMA+EM I (неопротерозой) - PREMA+EM II (ранний палеозой)  
- EM II + PREMA (поздний палеозой) - EM I (поздний мезозой).**

Карбонатиты северной части Западного Забайкалья (Пограничное и Веселое проявления) располагаются в восточной части Байкало-Муйского пояса, по границе Северо-Муйской глыбы (рис. 2). Они слагают дайки существенно доломитового состава, содержащие подчиненные количества более позднего кальцита. Комагматических карбонатитам силикатных щелочных пород на площадях проявлений не обнаружено. Вмещающими породами являются габброиды и сланцы. Контакт их с карбонатитами четкий и резкий, иногда тектонически сорванный. В зоне экзоконтакта во вмещающих породах проявлена фенитизация незначительной мощности - от первых десятков см до метра.

Карбонатиты были сформированы во временном интервале 625-600 млн. лет, согласно Ar-Ar и U-Pb датировкам (Рипп и др., 2005; Dogoshkevich et al., 2007, a, b; Рипп и др., 2009). В этот период (640-585 млн. лет) на рассматриваемой территории (Макрыгина и др., 1993; Amelin et al., 1997; Изох и др., 1998; Амелин и др., 2000; Рыцк и др., 2001, 2004, 2007 а, б) происходило образование пироксенит-габброноритовых, плагиогранитных, габбро-диорит-плагиогранитных интрузивных комплексов и кислых вулканитов. Кроме того, в неопротерозое по краевой части Сибирского континента формировались многочисленные щелочные ультраосновные карбонатитовые массивы, прослеживающиеся цепочкой от Алданского щита до Енисейского кряжа: Белозиминский, Жидойский, Ингилийский, Татарский, Кийский и другие массивы (Ярмолук, Коваленко, 2001; Ярмолук и др., 2005).

В формировании неопротерозойских карбонатитов северной части Западного Забайкалья предполагается участие двух мантийных источников (Дорошкевич и др., 2011). Один из них является доминирующим и соответствует обогащенной LREE мантии типа EM1, другой представляет резервуар, близкий к умеренно деплетированному (PREMA (?)) (рис. 3). Значения  $\epsilon_{Nd}$  для карбонатитов северной части Западного Забайкалья и неопротерозойских карбонатитов, располагающихся по краю Сибирского континента укладываются в единый тренд (рис. 4). Это свидетельствует о вариации количества обогащенного и деплетированного мантийных компонентов и, отчасти, находит свое

отражение во временном диапазоне, где отмечается преобладание обогащенного резервуара в наиболее «молодых» карбонатитах северной части Западного Забайкалья (625-590 млн. лет) по сравнению с более «древними» карбонатитовыми комплексами Алданского щита (675 млн. лет). В последних доминирующей составляющей является деплетированная мантия. Изменчивость источников неопротерозойских карбонатитовых комплексов (включая северную часть Западного Забайкалья) позволяет предположить некоторое последовательное поступление в область плавления различных компонентов мантии.

Витимская провинция, располагающаяся в центральной части Западного Забайкалья, имеет протяженность свыше 450 км, ширину около 50 км и объединяет в себе более 20 массивов щелочных пород, представленных пироксенитами, породами ийолит-уртитового ряда, нефелиновыми и щелочными сиенитами (рис. 5). Площадь провинции сложена, в основном, позднепалеозойскими гранитоидами, кристаллическими известняками. Некоторые массивы частично перекрыты кайнозойскими базальтами. Большинство массивов – это мелкие интрузивы, площадью до 3-5 км<sup>2</sup>, лишь изредка достигающие 10-20 км<sup>2</sup>. Чаше массивы имеют округлую форму с грубоконцентрическим зональным строением, хотя отмечаются дайкообразные и плитообразные тела.

Массивы провинции предыдущими исследователями были отнесены к позднепалеозойскому сайженскому комплексу, хотя имевшиеся К-Аг датировки варьировали в широком возрастном интервале – от 595 до 167 млн. лет. Автором, на основании U-Pb и Ag-Ag датировок, определено, что формирование щелочных пород Витимской провинции происходило в два временных интервала: 520-486 млн. лет и 306-294 млн. лет (Дорошкевич и др., 2012, а, б; Doroshkevich et al., 2012). Становление раннепалеозойских (Нижне-Бурульзайского, Сайженского, Снежного массивов) совпало по времени с аккреционно-коллизийными процессами в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. В этот период образовались расслоенные ультрабазит-базитовые массивы и щелочные интрузии (Козаков и др., 2003; Никифоров, Ярмолюк, 2007; Складаров и др., 2010). Близким по времени является становление карбонатитовых комплексов в Горном Алтае и Кузнецом Алатау (Врублевский и др., 2003 а, б; 2004). По данным В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко (Ярмолюк, Коваленко, 2003), М.И. Кузьмина с соавторами

(Kuzmin et al., 2010), аккреция докембрийских микроконтинентов, позднерифейских островных дуг и океанических островов в ЦАСП привела к образованию каледонского супертеррейна и сопровождалась проявлениями внутриплитного магматизма под воздействием горячего поля мантии. Опираясь на вновь полученные и известные геохронологические данные мы полагаем, что формирование таких массивов щелочных пород Витимской провинции, как Нижне-Бурульзайский, Сайженский и Снежинский связано с магматической активностью этого этапа.

Для раннепалеозойского щелочного магматизма Западного Забайкалья характерны широкие вариации значений  $\epsilon Nd$  и Sr, что свидетельствует об участии в формировании рассматриваемых пород нескольких компонентов (рис. 6). Один из них соответствует умеренно деплетированной (PREMA) мантии. Второй источник отвечает обогащенной мантии типа EM II, характеризующейся высокими содержаниями Sr и низкими REE. Ассимилированные осадки, существенно повлиявшие на состав расплавов, являются третьим компонентом. Раннепалеозойские офиолитовые комплексы Центральной Азии (Коваленко и др., 1999), контролирующиеся полем эволюции состава деплетированной мантии, значимо различаются по своим изотопным характеристикам от раннепалеозойских щелочных карбонатитовых комплексов, как Западного Забайкалья, так и Горного Алтая и Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2003 а, б; 2004). Поскольку последние геохимически значительно менее истощены, чем одновозрастная им деплетированная мантия. Таким образом, участие щелочных ассоциаций с карбонатитами в строении раннепалеозойских областей ЦАСП свидетельствует о присутствии в источнике раннепалеозойского магматизма ЦАСП карбонатитового обогащенного мантийного компонента.

Становление других массивов Витимской провинции (Мухальского, Верхне-Бурульзайского, Иннолоктинского, Комского) происходило в позднем палеозое и, вероятнее всего, было обусловлено повторным открытием данной структуры с телескопированием продуктов щелочного магматизма. Полученные геохронологические данные о позднепалеозойском возрасте рассматриваемых массивов, совпадают с известным максимумом проявления магматических процессов на территории Западного Забайкалья, со становлением Ангаро-Витимского гранитного батолита (Ярмлюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007, 2010). По данным автора, Б.Г. Покровского и

А.Я. Жидкова (Покровский, Жидков, 1993), В.П. Костюка с соавторами (Костюк и др., 1990), щелочные породы сыньирского комплекса, располагающиеся в северо-западной части батолита, также имеют близкие датировки. В это же время формировались сиенит-щелочно-гранитные вулканоплутонические комплексы Удино-Витимской зоны (Ярмолюк, Коваленко, 2001; Litvinovsky et al., 2002; Shadaev et al., 2004; Цыганков и др., 2007, 2010) и бимодальный трахибазальт-трахит-трахириолитовый дайковый пояс (Khubanov, Shadaev, 2004; Шадаев и др., 2005).

Составы позднепалеозойских щелочных пород Западного Забайкалья располагаются между двумя типами мантийных источников (см. рис. 6) - обогащенной радиогенным Sr мантии (EMII) и умеренно деплетированной мантии (PREMA). Для них, также как и для раннепалеозойских щелочных пород Западного Забайкалья, автором предполагается участие ассимилированного корового материала. Хотя, в целом, рассматриваемые породы схожи по изотопным характеристикам с позднепалеозойскими породами ЦАСП (Ярмолюк и др., 2000) (см. рис. 4).

Карбонатитовые комплексы Юго-Западного Забайкалья располагаются по бортовым частям позднемезозойских рифтогенных впадин. Карбонатиты образуют жильные, трубообразные и плащеобразные тела (рис. 7). С карбонатитами ассоциируют щелочные силикатные породы, представленные дайками шонкинитов и щелочных сиенитов. Вмещающими породами для карбонатитов являются гнейсовидные граниты и кварцевые сиениты (PZ<sub>3</sub>), вдоль контактов которых с карбонатитами развиты фениты.

Щелочно-основные карбонатитовые комплексы Юго-Западного Забайкалья формировались в интервале 130-122 млн. лет, согласно Ag-Ag, U-Pb и Rb-Sr датировкам (Рипп и др., 2000, 2002, 2009; Doroshkevich et al., 2008, 2010a). В этот период в ЦАСП происходило внедрение наиболее щелочных пород - тефритов, фонолитов, нефелиновых сиенитов (Ярмолюк и др., 1998; 2000; Kuzmin et al., 2010). Кроме того, позднемезозойский карбонатитовый магматизм также проявился на территории Монголии (Самойлов, Коваленко, 1983) и Центральной Тувы (Никифоров и др., 2006). Автор полагает, что с этим же этапом карбонатитообразования связано формирование Усть-Джидинской щелочной провинции, включающей в себя десятки мелких проявлений нефелиновых сиенитов (Конев, 1982). К их числу относится Боцинский массив, с кальцитовой жилой неустановленного

генезиса. Возраст массивов щелочных пород в этой провинции также определен как позднемезозойский (Андреев и др., 1969). Отмеченные выше позднемезозойские магматические процессы, по мнению В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко (Ярмолюк, Коваленко, 2003), были предопределены так называемым Центральным-Азиатским горячим полем мантии, которое воздействовало на литосферу посредством более локальных плюмов.

Изотопные составы Sr и Nd в позднемезозойских карбонатитах Юго-Западного Забайкалья и ассоциирующих с ними щелочных силикатных породах на диаграмме (рис. 8) расположены вблизи обогащенного мантийного источника EM I. Мезозойские магматические силикатные породы ЦАСП, напротив, обладают параметрами изотопных составов мантийных источников PREMA+EM II (Ярмолюк, Коваленко, 2003). Подобные значения установлены также для позднемезозойских карбонатитовых ассоциаций Монголии (Владыкин и др., 2004). Изученные щелочно-основные карбонатитовые комплексы Юго-Западного Забайкалья (за исключением Ошурковского массива (Никифоров и др., 2002, авторские данные)) не укладываются в эти характеристики. Они обладают изотопными составами, обедненными радиогенным Nd ( $\epsilon_{Nd}$  до  $-7$ ) с незначительными вариациями изотопного состава Sr, и являются типичными продуктами плавления обогащенной мантии типа EM I. Судя по графикам (см. рис. 4, 8) роль деплетированной мантии как компонента смешения в исходных расплавах была незначительна. По данным В.В. Ярмолюка и А.В. Никифорова с соавторами (Ярмолюк и др., 1998, Никифоров и др., 2002) их изотопный состав обусловлен взаимодействием «тефритового» источника, с характеристиками смеси PREMA+EM II, и карбонатитового метасоматического мантийного флюида, обогащенного Ba, LREE и Sr. Ряд исследователей считает (Bizimis et al., 2003; Когарко, 2006; Когарко, Зартман, 2011), что мантийный метасоматоз, несущий огромные концентрации редких элементов и проходящий в узком временном интервале, не изменяет изотопные характеристики первоначального мантийного источника. Данная модель удовлетворяет критериям для мезозойских карбонатитовых комплексов Монголии и Ошурковского массива в Западном Забайкалье, обогащенных LREE, Ba, Sr и имеющих изотопные составы подобные «тефритовому» источнику, который как следствие является короткоживущим. В то время как карбонатитовые ассоциации Западного Забайкалья, сформированные близ-

одновременно с Монгольскими карбонатитами и породами Ошурковского массива, обладают характеристиками «долгоживущего» источника, в котором происходило накопление радиогенных изотопов. Более вероятным представляется формирование позднемезозойских карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья при участии обогащенного мантийного компонента типа EM I. Его роль в источнике мезозойского магматизма ЦАСП также отмечалась в работе Б.М. Жана с соавторами (Jahn et al., 2009).

**Второе защищаемое положение: Формирование доломитовых карбонатитов северной части Западного Забайкалья происходило при низкой степени частичного плавления карбонатизированного гранатового лерцолита при значениях фугитивности кислорода ниже буферного равновесия QFM.**

Карбонатиты северной части Западного Забайкалья (Пограничное и Веселое) сложены преимущественно доломитом, а их химический состав соответствует ферро- и магнезиокарбонатитам (Doroshkevich et al., 2004; Рипп и др., 2005, 2006; Doroshkevich et al., 2007 a,b; Рипп и др., 2008; Дорошкевич и др., 2011). Температура начала их кристаллизации, определенная путем гомогенизации первичных расплавных включений в пироксене, апатите и цирконе, выше 920°C. Согласно минеральным и изотопным термометрам, формирование основной массы породы произошло в интервале 680-760°C, а нижняя температурная граница составляла 600-650°C. Последовательность кристаллизации прослеживается от доломита к кальциту с увеличением роли последнего на завершающей стадии. Следует отметить, что в пределах проявлений отсутствуют собственно кальцитовые карбонатиты, а также ассоциирующие с ними магматические силикатные породы.

Присутствующие в карбонатитах проявления Веселого резорбированные хромсодержащие минеральные агрегаты рассматриваются автором как мантийные ксенокласты (Рипп и др., 2006; Doroshkevich et al., 2007 b). Они представлены хромитом, высокохромистыми магнетитом, рутилом, ильменитом. Автором предполагается, что при формировании карбонатитов Веселого проявления происходило довольно длительное взаимодействие между ксенокластами и расплавом, сопровождавшееся частичной



ассимиляцией мантийного материала и образованием вкрапленности и реакционных оторочек титанита.

В доломитовых карбонатитах проявления Пограничного присутствует графит, находящийся в ассоциации с апатитом и доломитом (Doroshkevich et al., 2007 а). Минерал формирует сферолиты, иногда с четко просматривающимися гранями октаэдра. Параметры его элементарной ячейки близки к «классическим», характерным для графита, хотя отмечаются зерна со сжатой ячейкой, а Рамановские спектры соответствуют спектрам углеродных материалов с  $sp^2$  и  $sp^3$  гибридизацией.

В опубликованной литературе приведены единичные сведения о присутствии графита в карбонатитах: Даркейнл в Сомали (Verwoerd, 1967), Юрека в Намибии (Worley, Cooper, 1995), Гремяха Вырмес в России (Sorokhtina et al., 2008), Новополтавское и Черниговское на Украине (Загнитко, 1980; Рябчиков и др., 2008) и Невания в Индии (Doroshkevich et al., 2010 b). Ассоциация графита с алмазом отмечена в дайках кальцитовых карбонатитов Чагатая в Узбекистане (Djuraev, Divaev, 1999). В ряде публикаций (Cartigny et al., 2001; Wang et al., 1996; Luth, 1993; Schrauder, Navon, 1994) указывается, что природные алмазы формировались с непосредственным участием карбонатов.

Возможность формирования графита и алмаза в силикатно-карбонатной (доломит, магнезит) системе подтверждена экспериментами (Akaishi et al., 2000; Sokol et al., 2001; Pal'yanov et al., 2002, 2005). Результаты исследований в системе перидотит-доломит (Литвин, Бобров, 2008) показали, что в доломитовом расплаве, обогащенном  $H_2O$  и  $CO_2$ , алмаз и графит могут кристаллизоваться как в расплаве, так и в субсолидусном флюиде. При этом основными параметрами для их нуклеации являются температура, давление и фугитивность кислорода. По минеральным и изотопным термометрам, значения температур кристаллизации основной массы карбонатитов Пограничного проявления находятся в интервале  $750-600^\circ C$ , а  $fO_2$  определена на уровне незначительно ниже буфера QFM (рис. 9). При таких условиях, в составе газовой фазы, равновесной с исследуемым минеральным парагенезисом, преобладающими будут  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $CH_4$ . Подтверждением этому является прямой факт обнаружения  $CH_4$  ( $30 \text{ см}^3/\text{г} \cdot 10^{-6}$ ) в газах, выделенных из карбонатитов Пограничного проявления (Когарко Л.Н., устное сообщение), а также, косвенно, тяжелый  $\delta^{13}C$  в доломите (рис. 10), фактическое значение которого,

наиболее вероятно, связано с углеродным изотопным обменом в системе C–CO–CH<sub>4</sub>–CO<sub>2</sub>.

Минералогические, экспериментальные, геохимические и изотопно-геохимические данные по карбонатам северной части Западного Забайкалья позволяют интерпретировать их как продукты первичных расплавов, образованных из карбонатизированного перидотитового мантийного источника.

В первую очередь об этом свидетельствует преобладающий доломитовый состав и высокая магнезиальность. Эти данные хорошо согласуются с экспериментальными исследованиями карбонатитового расплава, равновесного с мантийными минералами (Otto, Wyllie, 1993; Dalton, Wood, 1993; Lee, Wyllie, 1994; Sweeney, 1994; Klemme et al., 1995; Sweeney et al., 1995; Harmer, Gittins, 1997, 1998; Dalton, Presnall, 1998; Ionov, 1998; Bell, Rukhlov, 2004; Foley et al., 2009; Dasgupta et al., 2009) и сформированного при низкой степени (0.3-1 %) частичного плавления карбонатизированного перидотита. Составы изученных карбонатитов, также как и других природных мантийных магнезиокарбонатитов, располагаются в поле экспериментально-полученных первичных карбонатных жидкостей, равновесных с перидотитом (рис. 11).

Первично-мантийную природу карбонатитов (Рипп и др., 2006, 2007; Doroshkevich et al., 2007 a,b) также подтверждают следующие данные: (1) присутствие в изученных породах мантийных ксенокластов, (2) изотопные составы кислорода (см. рис. 10), (3) данные о температуре гомогенизации включений, минеральным и изотопным термометрами, (4) оценки фугитивности кислорода ниже буфера QFM, (5) составы стекол в расплавных включениях, подобные карбонатизированным силикатным жидкостям, полученным экспериментально. Геохимия изученных карбонатитов, в целом, соответствует критериям отнесения их к первичным карбонатитовым расплавам, равновесных с мантийными минералами. Составы характеризуются обогащенностью LREE, P, Na, K, Sr, Rb. При этом расплавы эффективны в фракционировании этих элементов по сравнению с высокозарядными элементами (Green, Wallace, 1988; Yaxley et al., 1991, 1998; Nauri et al., 1993; Ionov et al., 1993; Dasgupta et al., 2009), что четко отражается в графиках нормированных к хондриту составов отрицательными аномалиями по Zr, Hf и Ti.

Коэффициенты распределения редких и редкоземельных элементов между экспериментально полученными составами

мантйных минералов (равновесных с карбонатами) и изученными карбонатитами свидетельствуют, что карбонатный расплав был равновесен с оливином, гранатом, ортопироксеном и, в меньшей степени, с клинопироксеном (рис. 12) и формировался близ солидуса карбонатизированного гранатового лерцолита. Важно, что карбонатиты северной части Западного Забайкалья, также как и полученные экспериментально близсолидусные первичные карбонатные расплавы, имеют схожие графики нормированных к хондриту соотношений редких элементов (рис. 13). Наблюдаются лишь небольшие различия по несовместимым элементам по сравнению с экспериментальными расплавами. Так, карбонатиты северной части Западного Забайкалья отличаются от экспериментальных оценок более высокими концентрациями LREE, Sr, и более низкими - Ti и Nb. Подобные отличия могут быть объяснены эволюцией исследуемых карбонатитов от доломитовых к кальцитсодержащим доломитовым, включая фракционирование аксессуарных фаз вслед за частичным плавлением.

**Третье защищаемое положение: Взаимодействие магм палеозойских щелочных пород Витимской провинции с известняками послужило причиной изменения их петрохимических и физико-химических параметров, а также изотопного состава Sr, Nd, C и O. Становление массивов происходило при фугитивности кислорода близкой буферу QFM в последовательности пироксениты – кальцитовые ийолиты-уртиты - нефелиновые и щелочные сиениты. Формирование магматических карбонатов и пегматоидных амфибол-кальцит-нефелиновых образований связано с фракционной кристаллизацией карбонатизированных силикатных расплавов.**

Щелочные массивы Витимской провинции сложены породами от пироксенитов, ийолитов, уртитов к нефелиновым и щелочным сиенитам, а также отдельными разновидностями пород этого ряда. При этом, однотипные породы характеризуются близким минеральным, химическим составом и геохимическими характеристиками.

Порядок кристаллизации пород представляется следующим образом. В пироксенитах - клинопироксен (диопсид-геденбергит) является наиболее ранним минералом, затем кристаллизовался

нефелин, и завершался процесс формирования амфибола±граната. Породы ийолит-уртитового ряда и нефелиновые сиениты гетерогенны как по минеральному, так и по химическому составу, хотя последовательность кристаллизации минералов в них подобна пироксенитам. В ийолитах, урритах и нефелиновых сиенитах: клинопироксен (от диопсид-геденбергита до эгирин-авгита), затем нефелин-амфибол-кальцит-аннит-гранат, с наиболее поздними натриевыми и калиевыми полевыми шпатами. При этом кальцит, отмечающийся на всех стадиях образования ийолитов, урритов и нефелиновых сиенитов, в основном, формировался на заключительных этапах кристаллизации, где он совместно с амфиболом и нефелином (реже полевым шпатом) образует пегматоидные обособления. В щелочных сиенитах кальцит отсутствует, а кристаллизация породообразующих минералов происходила от нефелина к полевым шпатам (ортоклаз, санидин, альбит и олигоклаз). Повышение коэффициента аргитности и кремнекислотности в породах, также как и понижение значений отношения  $CaO/Al_2O_3$  согласуется с фракционированием клинопироксена в расплаве. Отрицательная Eu аномалия в поздних магматических образованиях (нефелиновых и щелочных сиенитах) обусловлена тем, что полевой шпат был главным минералом на стадии кристаллизации этих пород. Аккумуляция полевого шпата и ранняя кристаллизация пироксена обусловили повышение содержания Rb, Sr и понижение V, Ti и Ni от пироксенитов, через ийолит-урриты к нефелиновым и щелочным сиенитам. Нефелиновые и щелочные сиениты, по сравнению с ранними породами, характеризуются более низкой концентрацией тяжелых лантаноидов относительно легких, что объясняется фракционированием граната. Состав пород и слагающих их минералов свидетельствуют о высоком содержании Al, Na и низком - Si в начальном расплаве. Присутствие магматических амфибола, слюды, кальцита и интенсивно проявленные метасоматические процессы, характеризуют расплав как водонасыщенный и обогащенный  $CO_2$ .

Отсутствие кальцита в пироксенитах, его появление в ийолитах, урритах, нефелиновых сиенитах и в позднемагматических пегматоидных обособлениях, свидетельствует о том, что кальцит кристаллизовался в большей мере из остаточных порций расплавов. Эволюционный тренд может быть продемонстрирован фазовым равновесием синтетических экспериментальных систем (рис. 14). Траектория кристаллизации не пересекает смесимый интервал

двухжидкостного поля, но достигает поверхности карбонатного ликвидуса с формированием ассоциации клинопироксен+нефелин+амфибол. Фракционирование продолжается вдоль границы силикатно-карбонатной области по направлению к насыщенной щелочами карбонатитовой эвтектике.

Геохимические данные также подтверждают вариант формирования карбонатов фракционной кристаллизацией. Значения карбонатно-силикатных коэффициентов распределения для большей части редких и редкоземельных элементов, F, P и щелочей (рис. 15) не соответствуют известными экспериментальными данным по распределению этих элементов между несмесимыми силикатной и карбонатной жидкостями (Hamilton et al., 1989; Kjarsgaard, 1998; Veksler et al., 1998, 2012). И.В. Векслер с соавторами (Veksler et al., 2012) констатировал, что обогащенные редкими металлами (Nb, Zr, REE, Th и U) карбонатиты, находящиеся в ассоциации с щелочными силикатными породами, наиболее вероятно сформированы из остаточных порций расплава при фракционной кристаллизации карбонатизированной силикатной магмы. Кроме того, магматические карбонаты и пегматоидные амфибол-кальцит-нефелиновые образования характеризуются отрицательной аномалией Eu (среднее отношение  $Eu/Eu^*$  равно 0.8), что не поддерживает модель Ф. Стоппа и А. Вулли (Stoppa and Woolley, 1997) несмесиности карбонатитов и силикатных магматических пород, но подтверждает вариант фракционной кристаллизации.

Формирование пород происходило при фугитивности кислорода близкой буферу QFM (см. рис. 9) без увеличения значений  $fO_2$ . При этом, смена диопсид-геденбергита на эгирин, присутствие пирротина лишь на начальных этапах формирования пород, появление магнетита на заключительных стадиях магматического процесса, а также более низкие отношения  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$  в амфиболе из нефелиновых сиенитов по сравнению с этим же минералом из пироксенитов обусловлено одновременным увеличением количества щелочей, кремния и соответственно  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  отношений в расплаве.

При формировании магмы взаимодействовали с коровыми породами. Об этом свидетельствует изотопная гетерогенность и обогащение магматических карбонатов, фосфатных и силикатных минералов из щелочных пород тяжелыми изотопами O, C (рис. 16, 17) и легкими – D (до -170 ‰). При этом, первичные изотопные отношения Sr и Nd имеют слабую положительную и отрицательную

корреляционную зависимость с содержанием  $\text{SiO}_2$ , а отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  характеризуются тесной взаимосвязью (см. рис. 17). Это отражает взаимодействие расплавов с породами, недосыщенными Si, с высокими изотопными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , в роли которых, вероятнее всего, выступали вмещающие доломитизированные известняки. При этом, количество ассимилированного карбоната должно составлять в среднем около 20 мас. %, при условии, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в магматическом источнике составляли 5.5 и (-6) ‰, соответственно, а во вмещающих известняках -  $\delta^{18}\text{O} = 24$  ‰ и  $\delta^{13}\text{C} = 4$  ‰.

Ранее Б.Г. Покровский (Покровский, 2000) и Т.Т. Врублевская (Врублевская, 1992) пришли к выводу о коровом взаимодействии магм Мухальского массива с известняками. А.А. Конев (Конев, 1982) также указал на роль карбонатной среды при становлении массивов Витимской провинции. Мы предлагаем следующий механизм формирования щелочных пород провинции. Внедрение щелочного силикатного расплава в контрастную по составу доломитизированную карбонатную толщу, сопровождается формированием скарнов и, как следствие, понижением температуры (Wyllie, Boettcher, 1969; L'vov, 2002; Naunes, 2010), изменением химического и изотопного составов (Dallai et al., 2004; Barnes et al., 2005; Chadwick et al., 2007; Mollo et al., 2010). Термальное разложение осадочных карбонатов (Stanmore, Gillot, 2005) и метасоматические реакции (Nabeleck, 2007) являются «типичными механизмами» взаимодействия между магмой и карбонатом, при которых между ними происходит значительный обмен тепла и компонентов, сопровождающийся формированием огромного количества Ca, Mg,  $\text{CO}_2$ , их поступлением в магматическую камеру и, как результат, резко возрастающим потенциалом щелочей. В связи с падением температуры происходит понижение миграционной подвижности Si в расплаве. Дополнительным фактором десиликации исходного расплава является образование вдоль контакта пород, типа мельтейгитов. Подтверждением являются результаты экспериментов (Mollo et al., 2010), где основные продукты реакции карбонатной ассимиляции: клинопироксен (твердый раствор диопсид-геденбергит-Са-чермакит), недосыщенный Si и обогащенный Ca расплав, а также С-О-Н флюидная фаза.

**Четвертое защищаемое положение: Карбонатиты и комагматичные щелочные силикатные породы Юго-Западного Забайкалья являются продуктами ликвации из карбонатизированного расплава, близкого по составу к нефелиниту и обогащенного Ba, Sr, REE, F и SO<sub>3</sub>. Формирование пород происходило в субвулканических условиях при фугитивности кислорода, выше буферного равновесия QFM. Высокая флюидонасыщенность расплава обусловила интенсивные проявления гидротермальных процессов.**

Карбонатиты Юго-Западного Забайкалья были сформированы в процессе жидкостной силикатно-карбонатной несмесимости из родоначального карбонатизированного силикатного расплава, что подтверждается рядом доказательств (Рипп и др., 2000; Doroshkevich et al., 2010 a):

- Точки составов изученных пород (стекла из расплавных включений в титаните и эгирине, а также средние значения химического состава щелочных силикатных пород и карбонатитов) и кривая, соединяющая силикатную и карбонатную части, сопоставимы с результатами экспериментально определенного смесимого интервала карбонатизированной нефелинитовой системы, существующей при 0.5 ГПа (Kjarsgaard, 1998).

- Расплавные включения в минералах из шонкинитов и щелочных сиенитов содержат кальцит и сульфаты Ca, Ba и Sr, их состав аналогичен составу минералов из карбонатитов. Продукты гомогенизации расплавных включений в минералах из силикатных пород по поведению схожи с отликвировавшими жидкостями.

- Минералы шонкинитов и карбонатитов (флогопит, кальцит, апатит, сульфаты, магнетит) характеризуются близкими составами. При этом, апатит во всех разновидностях пород обогащен Si, Na, Sr, SO<sub>3</sub>, LREE, кальцит - Sr, а флогопит характеризуется пониженной глиноземистостью.

- В комагматичных карбонатитах щелочных силикатных породах присутствуют шпиры, сложенные кальцитом и целестином, а также каплевидные включения кальцита в породообразующих минералах.

- Коэффициенты распределения (D) главных и редких элементов между силикатными породами и карбонатитами Юго-Западного Забайкалья (рис. 18) близки к опубликованным экспериментальным и

петрологическим данным по несмесимости (Hamilton et al., 1989; Kjarsgaard, 1998; Veksler et al., 1998, 2012; Сук, 2003; Veksler, Lentz, 2006), отличаясь лишь более низким значениями  $D_{carb/sil}$  для Na, K и более высокими – для REE и Y.

Присутствие фенитов и флогопитовых околосредоточивающихся зон, сульфатов щелочей во включениях из карбонатитов свидетельствует о том, что породы изначально были обогащены Na и K. Об этом же свидетельствуют рассчитанные по площади «средние составы» включений в минералах из карбонатитов, а полученные в таком случае  $D_{carb/sil}$  для них соответствуют экспериментальным данным (см. рис. 18). Различие между коэффициентами распределения REE для исследуемых пород и продуктов экспериментов объяснить сложнее, хотя свою роль могли сыграть  $SO_3$  и F, присутствующие в значительных количествах в карбонатитах. Доказательством служат эксперименты по несмесимым синтетическим сульфатно-силикатным и фторидно-силикатным жидкостям (Veksler et al., 2012), в которых показано значительное обогащение REE сульфатной и фторидной жидкостей по сравнению с силикатной со средним коэффициентом распределения около 60 и 40, соответственно (см. рис. 18).

- Карбонатиты и щелочные силикатные породы показывают схожие графики распределения REE и отсутствие аномалии Eu. Эти особенности хорошо согласуются с механизмом жидкостной несмесимости (Hamilton et al., 1989; Stoppa, Woolley, 1997).

- Изотопные составы O и C в минералах из карбонатитов и щелочных силикатных пород имеют близкие значения (рис. 19) и не соответствуют тренду фракционирования при кристаллизации магмы в последовательности от силикатной к карбонатной (Дорошкевич, Рипп, 2009).

Таким образом, карбонатный расплав, исходя из представленных выше доказательств, был сформирован жидкостной несмесимостью из карбонатизированного первичного силикатного источника. Состав стекла расплавных включений свидетельствует о том, что первичный расплав был близок по составу к нефелиниту и обогащен Ba, Sr, REE,  $SO_3$  и F (Doroshkevich et al., 2010 a).

Полученные фактические данные по минеральным и изотопным термометрам, результатам гомогенизации расплавных включений карбонатитовых комплексов Юго-Западного Забайкалья соответствуют опубликованным экспериментальным данным и фиксируют условия начала кристаллизации первых твердых фаз



(пироксена) из расплава при температуре 915–1000°C и давлении 5 Кбар (Doroshkevich et al., 2010).

При этих условиях, карбонатная и силикатная магмы отделялись от первичного расплава и, в дальнейшем, эволюционировали независимо друг от друга. Силикатная жидкость дифференцировала с образованием пород в последовательности от шонкинитов к щелочным сиенитам и формированием остаточной сульфатно-карбонатной фазы в виде шпировых обособлений.

Кристаллизация ранних минералов из карбонатного расплава, таких как циркон, магнетит, флогопит, апатит и КППШ, происходила в интервале 890–780°C. На Халютинском месторождении состав карбонатов эволюционировал в последовательности от кальцитовых до доломитовых при температуре от 750 до 470°C (Doroshkevich et al., 2010).

В карбонатах Южного и Аршанского проявлений формирование бастнезита происходило при температурах выше 520°C, а образование основной массы породы, сложенной кальцитом и флюоритом, из надкритического флюида при 370-400°C (Дорошкевич, Рипп, 2004; Doroshkevich et al., 2008). Восходящие флюиды при взаимодействии с вмещающими породами формировали флогопитовые и альбит-флогопитовые зоны фенинизации.

Образованию карбонатов сопутствовала гидротермальная циркуляция позднестадийных флюидов. Последние при температуре 290-360°C (Дорошкевич, Рипп, 2004; Doroshkevich et al., 2008, 2010) обусловили рекристаллизацию карбонатов, а также замещение ранних минералов новообразованными (например: бастнезита - паризитом, синхизитом и затем алланитом, флогопита - хлоритом и магнетита - гематитом) и изменение изотопного состава С и О в переработанных карбонатах (Дорошкевич, Рипп, 2009).

Морфология тел, текстурные особенности пород карбонатного комплекса свидетельствуют об их кристаллизации в близповерхностных субвулканических условиях. Доказательством этого являются также результаты изучения включений в минералах (одновременное присутствие газовых, жидких и газовой-жидких включений) и изотопный состав О (см. рис. 19), отражающие процессы дегазации расплава и его взаимодействие с метеорными водами (Дорошкевич, Рипп, 2004; Doroshkevich et al., 2008). Близповерхностные условия кристаллизации пород подтверждаются повышенными значениями  $fO_2$  в источнике исследуемых комплексов

(см. рис. 9). На повышенную  $fO_2$  в процессе формирования карбонатитов указывают обогащенность  $SO_3$ , присутствие гематита, значительное преобладание  $Fe^{+3}$  над  $Fe^{+2}$  в составе слюд и амфиболов. Активность S в магматическом процессе проявилась во всех породах (фенитах, шонкинитах, сиенитах, кальцитовых и доломитовых карбонатитах, гидротермалитах) в виде сульфатных минералов, примеси  $SO_3$  в апатите и монаците, а также присутствия сульфатов в расплавных включениях в минералах из щелочных силикатных пород и карбонатитов (Дорошкевич и др, 2003). Зависимость концентрации сульфата в фосфатных минералах от количества  $SO_3$  в расплавах подтверждается многочисленными петрологическим и экспериментальным данным ряда исследователей (Katsura, Nagashima, 1974; Luhr, 1984; Carroll, Rutherford, 1987; Barker, Rutherford, 1996), с указанием на высокую фугитивность кислорода в сульфатсодержащих расплавах.

Обобщение мировых литературных данных по карбонатитам, сформированным фракционной кристаллизацией (Wyllie, Haas, 1965; Otto, Wyllie, 1993; Lee, Wyllie, 1994, 1998; Veksler et al., 1998; Bell, Rukhlov, 2004; Doroshkevich et al., 2012 a, b и другие), жидкостной карбонатно-силикатной несмесимостью (Rankin, Le Bas 1974; Романчев, Соколов, 1980; Булах, Иванников, 1984; Kjarsgaard, Hamilton, 1989; Gittins, 1989; Kjarsgaard, 1998; Brooker, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Wyllie, Lee, 1998; Андреева и др., 1998; Рипп и др., 2000; Bell, Rukhlov, 2004; Panina, 2005; Sokolov, 2007; Doroshkevich et al., 2010 a; Mitchell, Dawson, 2012; Guzmics et al., 2012; Sharygin et al., 2012; Solovova, Giris, 2012 и другие) и являющихся первичными мантийными выплавками (Bailey, 1989; Otto, Wyllie, 1993; Dalton, Wood, 1993; Lee, Wyllie, 1994; Sweeney, 1994; Klemme et al., 1995; Sweeney et al., 1995; Mourtada et al., 1997; Dalton, Presnall, 1998; Viladkar, 1998; Harmer et al., 1998; Harmer, 1999; Врублевский и др., 2003 б; Bell, Rukhlov, 2004; Agashev et al., 2008; Foley et al., 2009; Dasgupta et al., 2009; Chakhmouradian et al., 2009; Doroshkevich et al., 2010 b и другие) позволило выделить признаки механизмов их образования (табл. 1).

Таблица 1

## Признаки различных механизмов образования карбонатитов

<b>Первичные магнезиокарбонатитовые расплавы, равновесные с перидотитом</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Доломитовый высокомагнезиальный состав карбонатитов, может увеличиваться роль кальцита к заключительным стадиям формирования пород;</li> <li>- Отсутствуют, либо присутствуют в крайне незначительном объеме ассоциирующие магматические щелочные силикатные породы;</li> <li>- Присутствуют мантийные ксенокласты (Cr-содержащая шпинель, флогопит, ильменит), что обуславливает повышение количества Cr, Ni в породах;</li> <li>- Сумма щелочей в карбонатитовых расплавах варьирует от 0,2 до 7 мас. %, а их содержание и K/Na соотношение зависит от наличия и количества амфибола и флогопита в источнике;</li> <li>- Значительные вариации SiO<sub>2</sub> - от долей до 11 мас. %, которые, в первую очередь, зависят от состава равновесной минеральной ассоциации;</li> <li>- Карбонатиты обогащены легкими лантаноидами и несовместимыми элементами, но в различной степени, поскольку коэффициенты распределения между мантийными минералами (клинопироксен, ортопироксен, оливин, гранат, флогопит, перовскит) и равновесным карбонатным расплавом могут производить резервуары с различными отношениями редких элементов.</li> </ul>
<b>Карбонатиты, сформированные фракционной кристаллизацией</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Карбонат формируется на заключительных этапах процесса фракционной кристаллизации, его количество может значительно повышаться при эволюции комплексов, вплоть до формирования силикокарбонатитов и/или собственно карбонатитов;</li> <li>- Карбонатитовый расплав обогащен Nb, Zr, REE, Th и U относительно силикатного расплава;</li> <li>- В случае кристаллизации карбоната из карбонатизированного силикатного полевошпатсодержащего расплава будет наблюдаться отрицательная аномалия Eu;</li> <li>- Изменение изотопного состава стабильных изотопов в «сквозных» минералах и от наиболее ранних карбонатов к поздним соответствует тренду изотопного фракционирования, происходящего при кристаллизационной дифференциации расплава;</li> </ul>

- Близкие первичные изотопные отношения Sr и Nd, как для ассоциирующих силикатных пород, так и для карбонатитов.
<b>Карбонатиты, сформированные жидкостной несмесимостью</b>
- Присутствие карбонатных каплевидных обособлений в минералах из щелочных магматических силикатных пород;
- Силикатно-карбонатная жидкостная несмесимость в расплавных включениях;
- Химический состав и коэффициенты распределения редких элементов, подобные экспериментальным, для родственных по времени образования и пространству щелочных магматических силикатных пород и карбонатитов;
- Близость состава минералов карбонатитов и ассоциирующих с ними щелочных магматических силикатных пород, а также значений стабильных и радиогенных изотопов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предлагаемой работе приведены результаты комплексных геологических, минералогических, геохимических, геохронологических, изотопных и термобарогеохимических исследований карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексов Западного Забайкалья. На основании полученных данных выделены этапы щелочного карбонатитового магматизма, обоснованы модели их образования и дана характеристика источников.

С помощью геохронологических методов установлено, что формирование пород происходило в четыре этапа: неопротерозойский – 625-600 млн. лет в северной части Западного Забайкалья; раннепалеозойский – 520-486 млн. лет и позднепалеозойский – 306-294 млн. лет на Витимском плоскогорье; позднемезозойский – 130-122 млн. лет в Юго-Западном Забайкалье.

Представленные в работе данные свидетельствуют, что карбонатитовый магматизм неопротерозоя в северной части Западного Забайкалья контролировался смесью компонентов с изотопно-геохимическими характеристиками обогащенной ЕМІ и умеренно деплетированной PREMA мантии. Карбонатиты при температуре выше 920°C являлись субликвидусными образованиями равновесными с минералами перидотитов и имели доломитовый состав. С понижением температуры до 600°C происходило увеличение

количества кальцита. Определено, что породы кристаллизовались при фугитивности кислорода примерно на одну логарифмическую единицу ниже буфера QFM, а в составе газов преобладающими являлись  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $CH_4$ .

Геохимические и изотопно-геохимические признаки, установленные для щелочных пород как позднего, так и раннего палеозоя, указывают на гетерогенность в источнике, которая определялась совмещением мантийных резервуаров PREMA и EM II. Было доказано, что ассимилированные осадки, существенно повлиявшие на состав и физические параметры расплавов, являлись третьим компонентом. Кристаллизация щелочных пород происходила при фугитивности кислорода близкой буферу QFM в последовательности пироксениты – кальцитовые ийолиты-уртиты – нефелиновые и щелочные сиениты. Определено, что формирование магматических карбонатов и амфибол-кальцит-нефелиновых образований было связано с фракционной кристаллизацией карбонатизированных силикатных расплавов.

Источник позднемезозойских карбонатитовых комплексов обладал изотопными характеристиками обогащенного мантийного резервуара типа EM I, при этом роль деплетированной и обогащенной EM II мантий (характеризующих позднемезозойский магматизм ЦАСП), как компонентов смешения в исходных расплавах, была незначительна. Карбонатиты и щелочно-основные силикатные породы образованы жидкостной несмесимостью из карбонатизированного силикатного расплава, близкого по составу нефелиниту при температуре 915–1000°C. Определено, что формирование позднемезозойских карбонатитовых комплексов происходило в субвулканических условиях при высокой фугитивности кислорода. При этом карбонатиты эволюционировали от кальцитовых к доломитовым в интервале 890-400°C, до позднестадийных гидротермальных флюидов - 290-360°C.

Обобщение полученного фактического материала и мировых литературных данных по карбонатитовым комплексам, приведенное в данной работе, позволило обосновать, а также значительно расширить круг признаков по различным способам образования и определить роль литосферного контроля при их становлении.

В качестве прикладного значения результатов проведенных исследований, автор настоящей работы рекомендует:

Продолжение поисков редкоземельных карбонатитов в южной и центральной частях Западного Забайкалья;

Проведение специализированных тематических исследований с последующим обоснованием постановки поисковых работ нового для региона генетического типа – потенциально алмазоносных неопротерозойских карбонатитовых комплексов в северной части Западного Забайкалья.

### **Список основных работ по теме диссертации:**

#### Монографии:

1. Рипп Г.С., Кобылкина О.В., **Дорошкевич А.Г.**, Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. - Улан-Удэ: Наука, изд-во БНЦ, 2000. – 230 с.

#### Статьи в рецензируемых журналах по списку ВАК:

2. Рипп Г.С., Карманов Н.С., Канакин В.С., **Дорошкевич А.Г.** Алланиты Западного Забайкалья//ЗРМО. – 2002. - № 4. - С.92-106.

3. Рипп Г.С., Платов В.С., Гусев Ю.П., Кобылкина О.В., **Дорошкевич А.Г.**, Посохов В.Ф. Новый щелочно-основной карбонатитовый комплекс в Западном Забайкалье//Отечественная геология. – 2002. - № 5-6. - С.9-16.

4. **Дорошкевич А.Г.**, Кобылкина О.В. Рипп Г.С. Роль сульфатов в формировании карбонатитов Западного Забайкалья//ДАН. – 2003. - Т.388. - №4. - С.535-539.

5. **Дорошкевич А.Г.**, Рипп Г.С. К оценке условий образования редкоземельных карбонатитов Западного Забайкалья//Геология и Геофизика. – 2004. - Т.45. - № 4. - С.492-500.

6. Рипп Г.С., Карманов Н.С., Канакин С.В., **Дорошкевич А.Г.**, Андреев Г.В. Цериевый бритоцит Мушугайского месторождения (Монголия)//ЗРМО. - 2005. - №2. - С.90-103.

7. Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., **Дорошкевич А.Г.**, Избродин И.А. Новая карбонатитоносная площадь в Северном Забайкалье//Петрология. - 2005. - Т.13. - №5. - С.538-547.

8. Рипп Г.С., Карманов Н.С., **Дорошкевич А.Г.**, Бадмацыренов М.В., Избродин И.А. Хромсодержащие минеральные фазы в карбонатитах Северного Забайкалья//Геохимия. - 2006. - № 4. - С.437–444.

9. **Doroshkevich A.G.**, Wall F., Ripp G.S. Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible

Cr-rich mantle xenoliths//Mineralogy and Petrology. – 2007. - V.90. - P.19-49.

10. **Doroshkevich A.G.**, Wall F., Ripp G.S. Magmatic graphite in dolomite carbonatite at Pogranichnoe, North Transbaikalia, Russia//Contribution to Mineralogy and Petrology. – 2007. – V.153. – P.339-353.

11. Рипп Г.С., **Дорошкевич А.Г.**, Бадмацыренов М.В., Карманов Н.С. Мантийные (?) ксенолиты в карбонатитах Северного Забайкалья//Геохимия. – 2007. – Т.45. - №6. – С.1-9.

12. **Doroshkevich A.G.**, Ripp G.S., Viladkar S.G., Vladykin N.V. The Arshan REE carbonatites, southwestern Transbaikalia: mineralogy, paragenesis and evolution//Canadian Mineralogist. – 2008. - V.46. - P.807-823.

13. Рипп Г.С., **Дорошкевич А.Г.**, Карманов Н.С., Ласточкин Е.И., Бадмацыренов М.В. Магнетит и рутил из карбонатитов проявления Веселого (Северное Забайкалье)//ЗРМО. - 2008. - № 6. - С.111-125.

14. **Дорошкевич А.Г.**, Рипп Г.С. Изотопная характеристика пород Халютинского карбонатитового комплекса (Западное Забайкалье)//Геохимия. – 2009. - № 12. - С.1279-1293.

15. Рипп Г.С., **Дорошкевич А.Г.**, Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья//Петрология. – 2009. - Т.17. - № 1. - С.79-96.

16. Рипп Г.С., **Дорошкевич А.Г.**, Карманов Н.С., Канакин С.В. Слюды Халютинского месторождения карбонатитов (Западное Забайкалье)//ЗРМО. – 2009. - № 1. - С.108-123.

17. **Doroshkevich A.G.**, Viladkar S.G., Ripp G.S., Burtseva M.V. Hydrothermal REE mineralisation in the Amba Dongar carbonatite complex, Gujarat, India//Canadian Mineralogist. – 2009. - V.47. – P.1105-1116.

18. **Doroshkevich A.G.**, Viladkar S.G., Ripp G.S. Newania carbonatites, Western India: example of mantle derived magnesium carbonatites//Mineralogy and Petrology. – 2010. - V.98. - P.283–295.

19. **Doroshkevich A.G.**, Ripp G.S., Moore K.R. Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (West Transbaikalia, Russia)//Mineralogy and Petrology. – 2010. - V.98. - P.245–268.

20. Рипп Г.С., **Дорошкевич А.Г.**, Посохов В.Ф., Избродин И.А., Конопелько Д.Л., Сергеев С.А. Возраст карбонатитов и базитов (SHRIMP-II и Rb-Sr методы) Ошурковского апатитоносного массива (Западное Забайкалье)//Геология и Геофизика. – 2011. - Т.52. - № 5. -

C.666-675.

21. **Дорошкевич А.Г.**, Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Саватенков В.М. Источники карбонатитового магматизма Северного Забайкалья в позднем рифее: геохимические и изотопно-геохимические данные//Геохимия. – 2011. - Т. 49. - № 12. - С.1271-1283.

22. Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., **Дорошкевич А.Г.** Минералогия метаморфизованных карбонатитов проявления Веселое (Северное Забайкалье)//Геология рудных месторождений. – 2011. - Т.53. - № 3. - С.267-279.

23. Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., **Дорошкевич А.Г.** Амфиболы в породах Ошурковского массива//Вестник Бурятского Научного Центра СО РАН. – 2011. - № 2. – С.155-162.

24. **Дорошкевич А.Г.**, Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье//ДАН. - 2012. –Т.443. - №1. - С.297-301.

25. **Дорошкевич А.Г.**, Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb (SRIMP-II) геохронология Мухальского щелочного массива, Западное Забайкалье//Геология и Геофизика. – 2012. - Т.53. - №2. - С.169-174.

26. **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, Nd) data//Lithos. – 2012. – V. 152. – P. 157-172.



Подписано в печать 11.12.2012 г. Формат 60x84 1/16.  
Бумага офсетная. Объем 2 п.л. Тираж 130. Заказ №71.

Отпечатано в типографии Изд-ва Федерального государственного  
бюджетного учреждения науки БНЦ СО РАН  
670047 г. Улан-Удэ ул. Сахьяновой, 6.

ПРИЛОЖЕНИЕ

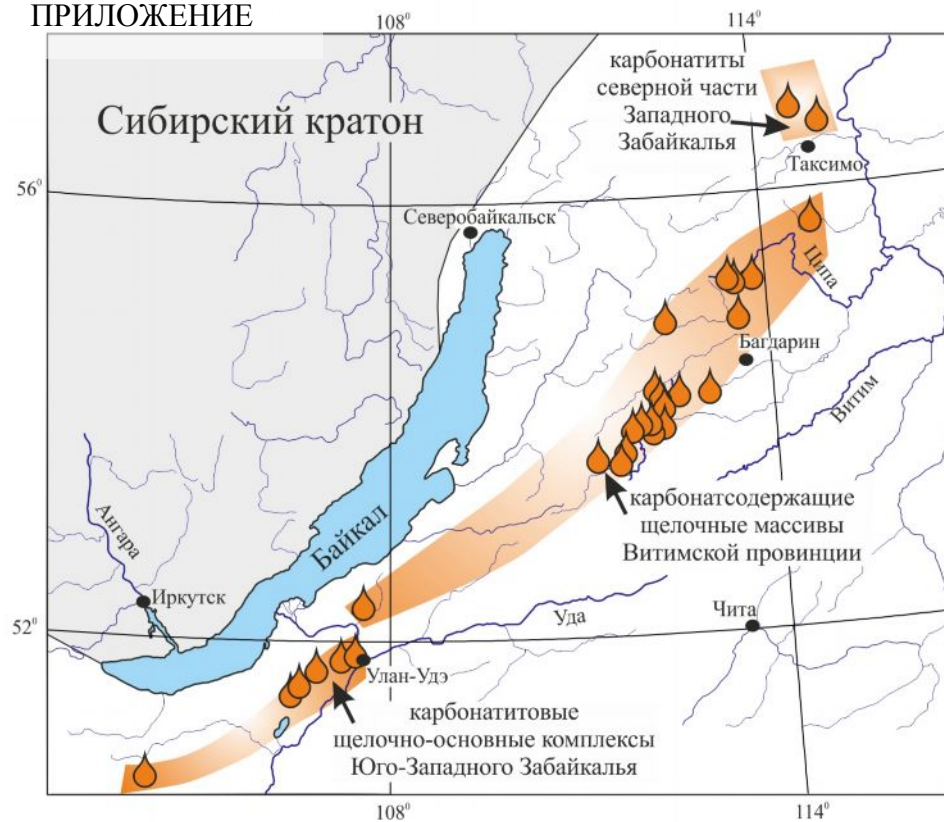


Рис. 1. Расположение карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексов в Западном Забайкалье.

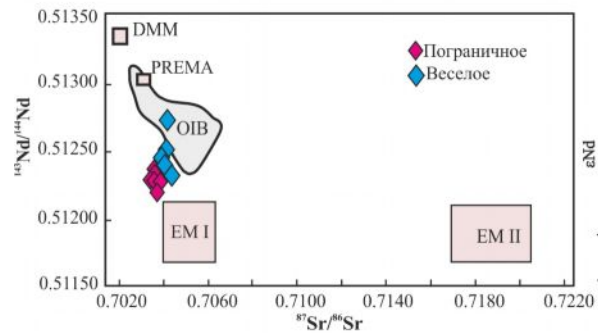


Рис. 3. Первичные  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изотопные отношения в карбонатитах Веселого и Пограничного проявлений. Мантийные источники и OIB по (Zindler, Hart, 1986).

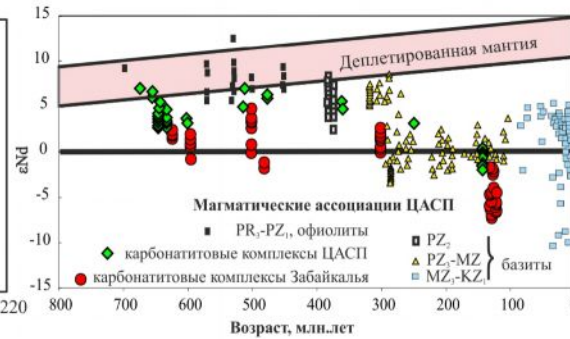


Рис. 4. Вариации изотопного состава Nd карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексов Западного Забайкалья в зависимости от возраста их формирования. Приведено сопоставление с магматическими ассоциациями ЦАСП (Ярмолюк и др., 2000; Kovalenko et al., 2004; Jahn et al. 2009, Хубанов, 2009), карбонатитовыми комплексами ЦАСП и Алданского щита (Багдасаров, 1994 а, б; Владыкин и др., 2004; Врублевский и др., 2003 а, б; 2004).

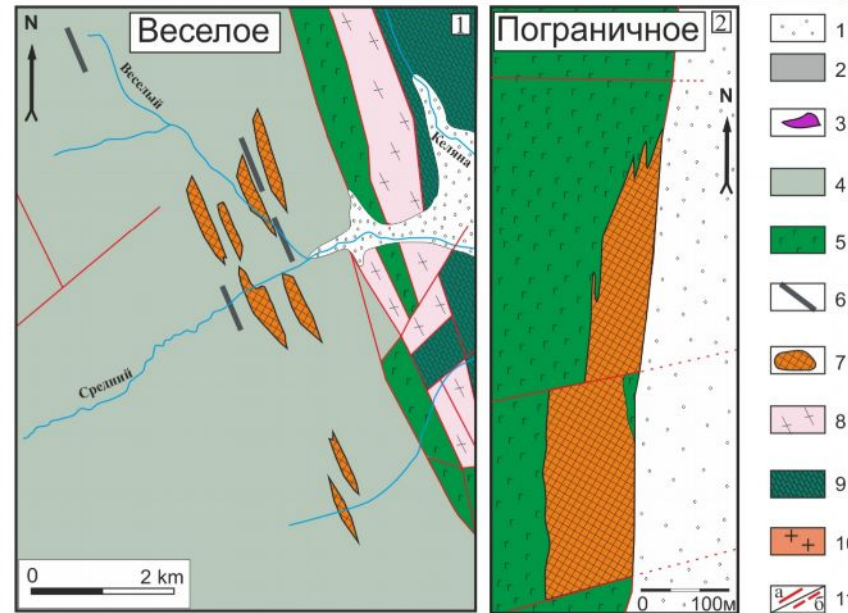
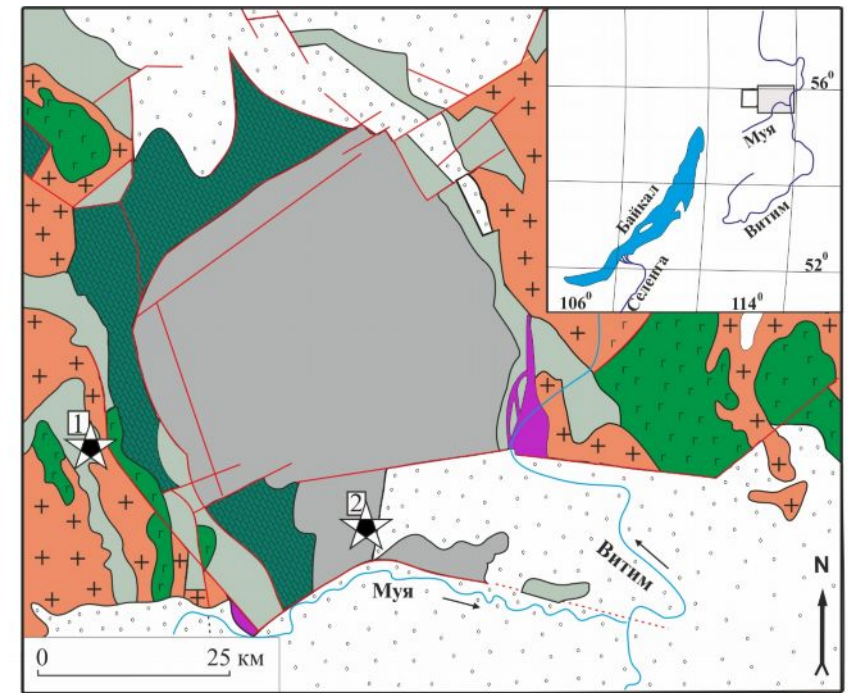


Рис. 2. Схемы геологического строения Веселого (1) и Пограничного (2) проявлений и их расположение в пределах Северо-Муйской глыбы (восточная часть Байкало-Муйского пояса). 1 – четвертичные отложения; 2 – выступы раннекембрийского фундамента; 3 – гипербазиты; 4 – осадочно-вулканогенная келянская толща; 5 – габброиды и 6 – ультрабазиты усть-келянского вулканоплутонического комплекса; 7 – карбонатиты; 8 – туфогенно-терригенные отложения тулуинской толщи; 9 – раннекембрийские известняки и доломиты; 10 – гранитоиды демнинского комплекса; 11 – разломы.

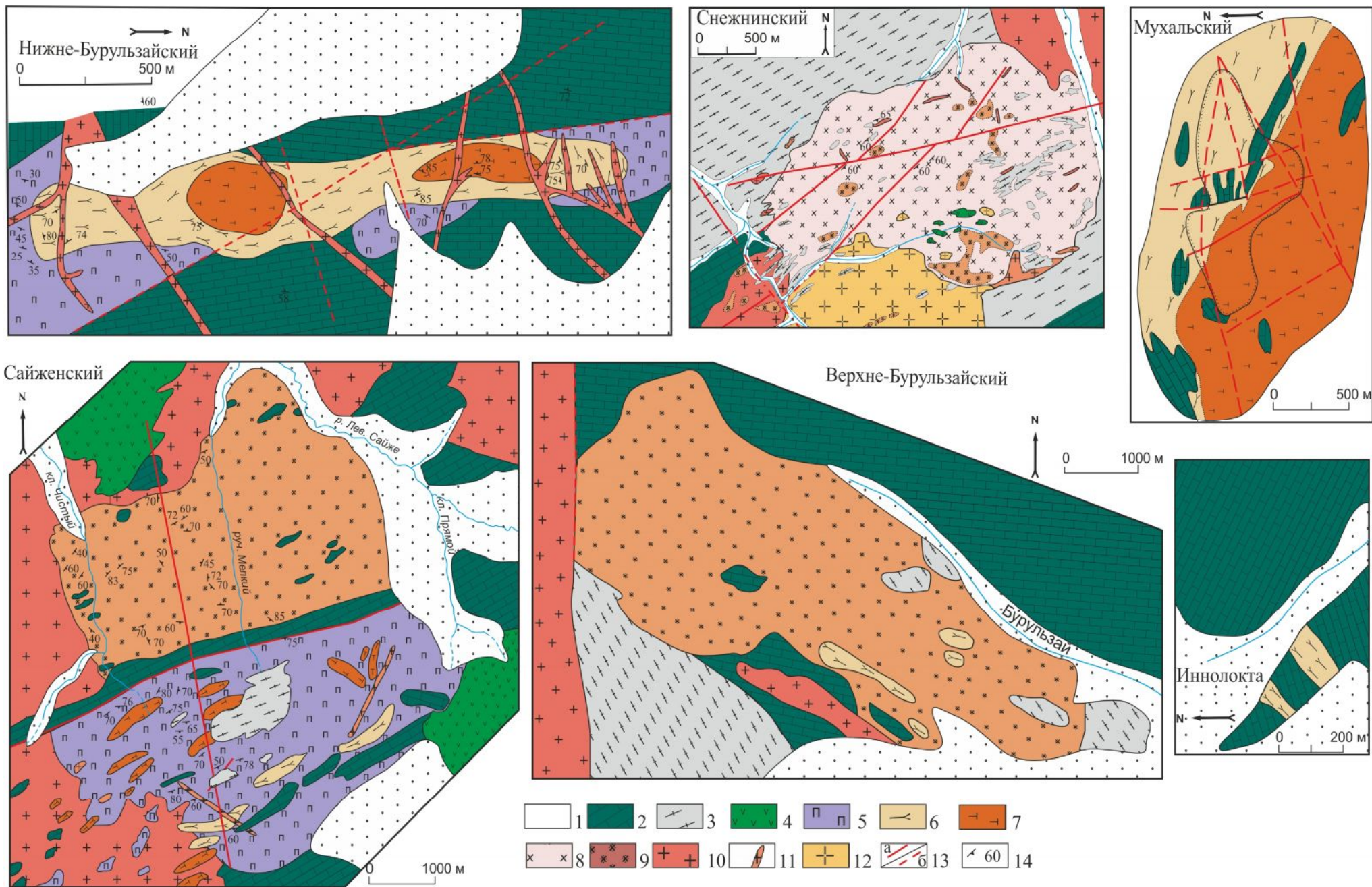


Рис. 5. Схемы геологического строения некоторых массивов Витимской провинции (по данным А.О. Шаракшинова, 1984). 1 – современные рыхлые отложения; 2 – известняки; 3 – сланцы; 4 – габброиды; 5 – пироксениты; 6 – ийолиты; 7 – ургиты; 8 – нефелиновые сиениты; 9 – щелочные сиениты; 10 – граниты; 11 – дайки аплитовидных гранитов; 12 – порфировидные граниты; 13 – линии тектонических нарушений: а – достоверные, б – предполагаемые; 14 – элементы залегания.

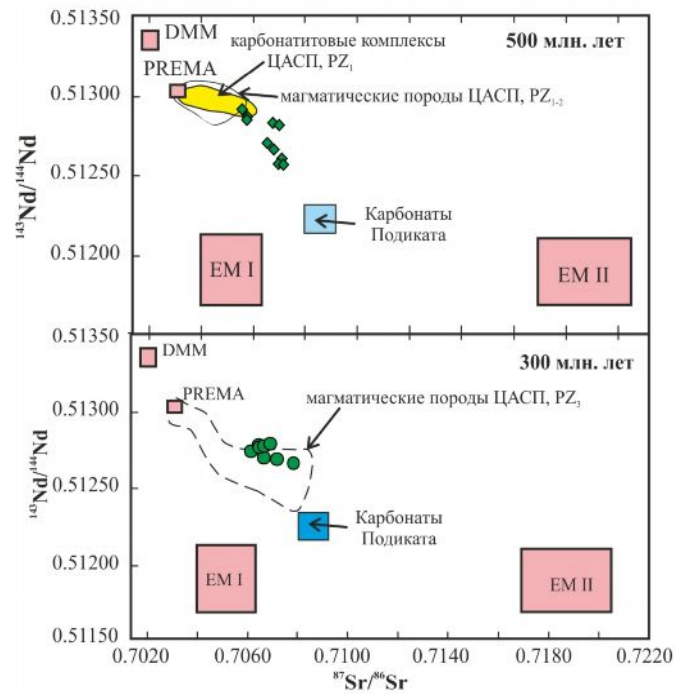


Рис. 6.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (I) -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (I) изотопные отношения для раннепалеозойских (500 млн. лет) и позднепалеозойских (300 млн. лет) шельфовых пород Витимской провинции. Мантийные источники по (Zindler, Hart, 1986). Магматические породы ЦАСП, карбонатитовые комплексы по (Врублевский и др., 2003 а, б и 2004; Kovalenko et al., 2004; Jahn et al., 2009; Хубанов, 2009). Поле осадочных карбонатов Подиката по (Летникова и др., 2011).

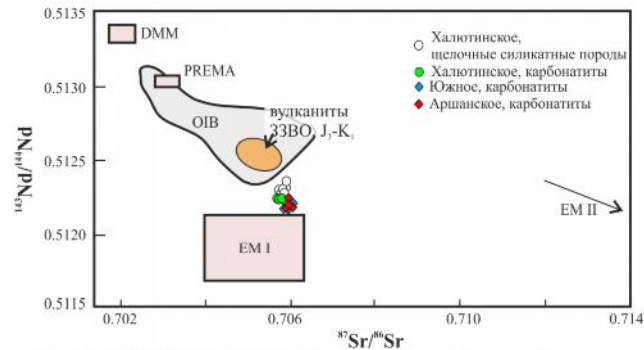


Рис. 8.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (I) -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (I) в позднемезозойских карбонатитовых комплексах Западного Забайкалья. Мантийные источники по (Zindler, Hart, 1986). Вулканисты Западно-Забайкальской вулканической области (ЗЗВО) по (Ярмолюк и др., 1998; Никифоров и др., 2002).

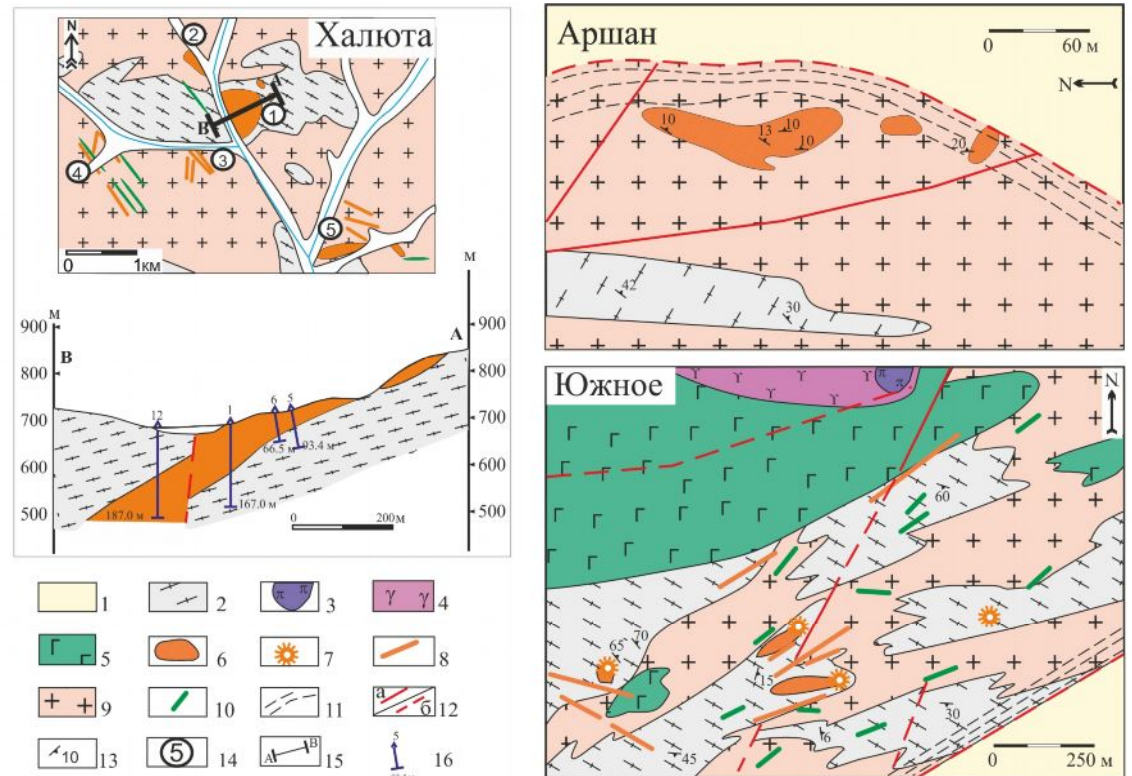


Рис. 7. Схемы геологического строения Халютинского месторождения, Аршанского и Южного проявлений карбонатов по (Мауришин и др., 1976; Карбаинов и др., 1979; Рипп и др., 2000). 1 – алевролиты, песчаники, аргиллиты (К); 2 – биотитовые, амфибол-биотитовые разнгейсованные граниты, граносиениты, кварцевые диориты, гнейсограниты (PZ<sub>1</sub>); 3 – перидотиты (PZ<sub>2</sub>); 4 – анортозиты; 5 – амфибол-пироксеновое габбро (PZ<sub>3</sub>); 6 – 8 – карбонатиты: 6 – участки площадного распространения карбонатитов, 7 – трубообразные тела, 8 – жилные тела; 9 – граниты, кварцевые сиениты; 10 – дайки шонкнитов и щелочных сиенитов; 11 – зоны расланцевания; 12 – линии тектонических нарушений: а – достоверные, б – предполагаемые; 13 – элементы залегания; 14 – участки проявления карбонатитов на Халютинском месторождении: (1) Халютинский, (2) Верхне-Халютинский, (3) Нижне-Шалутайский, (4) Верхне-Шалутайский, (5) Аршан-Халютинский; 15 – линия разреза; 16 – скважины.

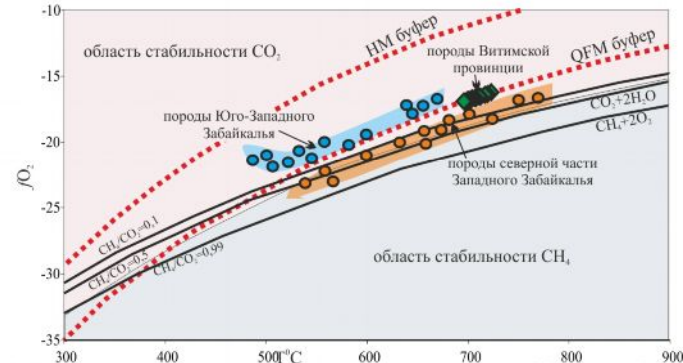


Рис. 9. Рассчитанные по магнетит-ильменитовой паре значения  $f\text{O}_2$  для карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья. Области стабильности газов и их соотношения согласно термодинамическим расчетам (Robie, Hemingway, 1995).

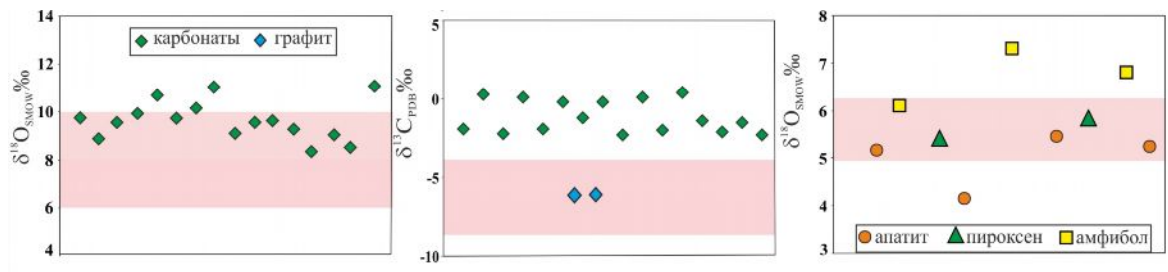


Рис. 10. Изотопные составы O и C в минералах из карбонатитов Пограничного и Веселого проявлений. Красная область – вариации для базальтового и карбонатного расплавов, равновесных с перидотитом (Harmon and Hoefs, 1995; Deines, 1989).

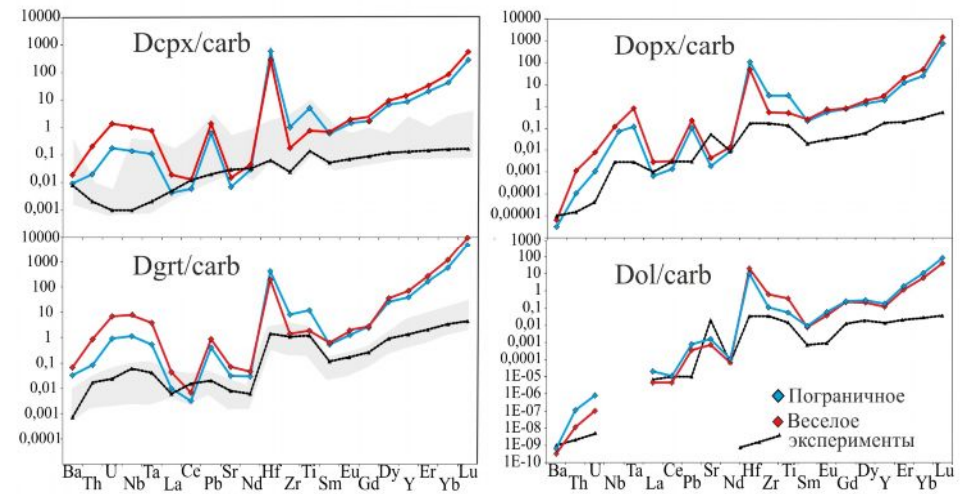


Рис. 12. Сопоставление коэффициентов распределения (D) некоторых редких и редкоземельных элементов между клинопироксеном (cpx), гранатом (grt), ортопироксеном (орх), оливином (ол) и карбонатитом (carb) Веселого и Пограничного проявлений с экспериментальными данными (черные треугольники и серые области) – по Brenan, Watson, 1991; Green et al., 1992; Sweeney et al., 1992, 1995; Jones et al., 1995; Klemme et al., 1995; Blundy, Dalton, 2000; Adam, Green, 2001; Foley et al., 2009; Dasgupta et al., 2009.

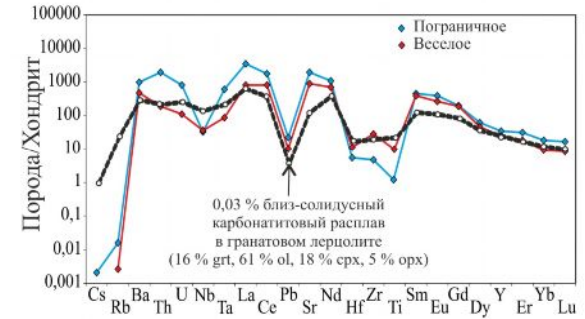


Рис. 13. Графики распределения некоторых редких и редкоземельных элементов в карбонатах Пограничного и Веселого проявлений, нормированных к хондриту по (McDonough, Sun, 1995). Рассчитанные значения карбонатитового расплава, равновесного с перидотитом - по (Dasgupta et al., 2009).

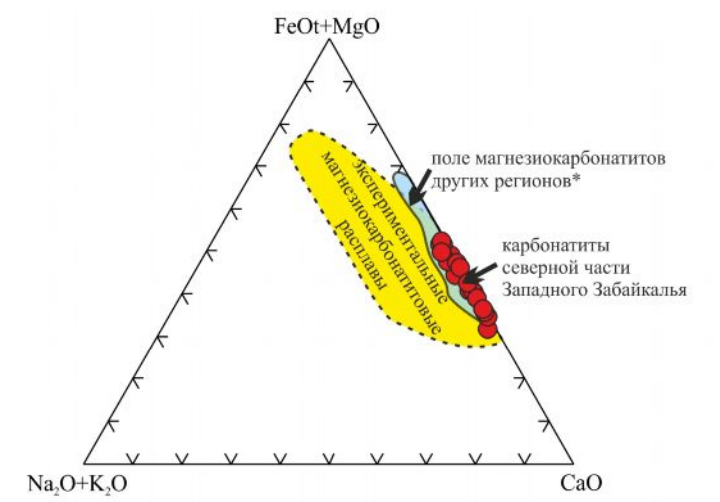


Рис. 11. Диаграмма системы FeO+MgO-(Na,K)₂O-CaO для карбонатитов северной части Западного Забайкалья и мантийных магнезиокарбонатов других регионов\* (Векуско Лейк (Chakhmouradian et al., 2009) и Снап Лейк в Канаде (Agashev et al., 2008), Невания в Индии (Viladkar, 1998; Doroshkevich et al., 2010 b), Дорова, Шава (Harmer et al., 1998), Часвета (Bailey, 1989), Тамазерт (Mourtada et al., 1997) и Шпитцкоп в Африке (Harmer, 1999), Пенченга в России (Врублевский и др., 2003 б). Область экспериментальных первичных карбонатных расплавов, равновесных с перидотитом по (Ionov et al., 1998; Klemme et al., 1995; Sweeney et al., 1995; Foley et al., 2009; Dasgupta et al., 2009).

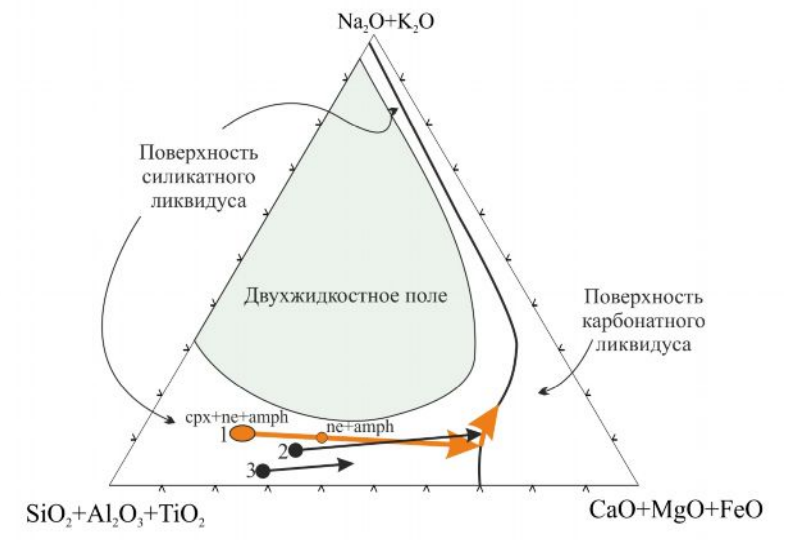


Рис. 14. Гипотетический тренд позднестадийной эволюции расплавов в ийолит-уртитовых комплексах Витимской провинции (1) на Хамильтоновской проекции. Траектории дифференциации меллититовых магм (2) и базальтов (3) по (Lee, Wyllie, 1998). Срх – клинопироксен, пе – нефелин, amph – амфибол.

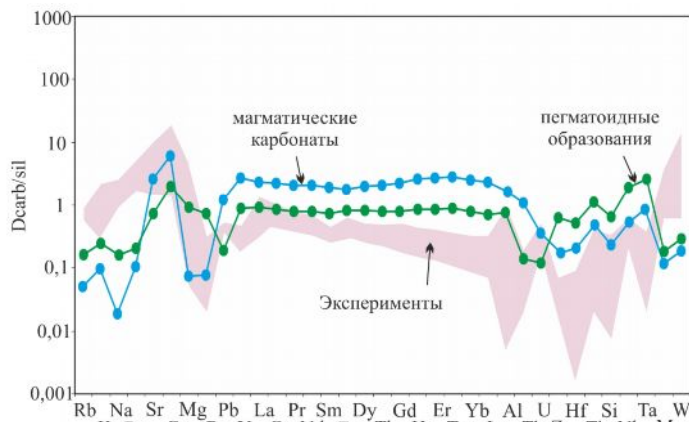


Рис. 15. Карбонатно-силикатные ( $D_{carb/sil}$ ) коэффициенты распределения некоторых редких и редкоземельных элементов между магматическими карбонатами, пегматоидными амфибол-кальцит-нефелиновыми обособлениями и щелочными магматическими силикатными породами Витимской провинции и их сопоставление с экспериментальными данными: Hamilton et al., 1989; Kjarsgaard, 1998; Veksler et al., 1998, 2012; Veksler, Lentz, 2006.

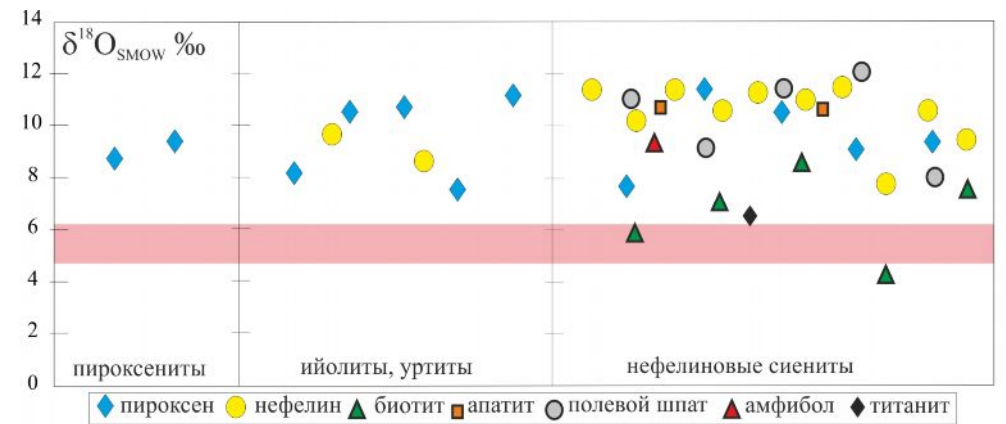


Рис. 16. Изотопные составы O в минералах из пород Витимской провинции. Красная область – вариации для базальтового и карбонатного расплава, равновесных с перидотитом (Harmon and Hoefs, 1995; Deines, 1989).

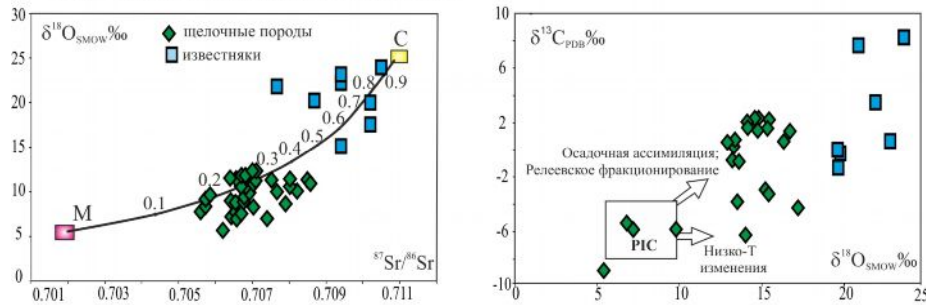


Рис. 17. Соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (I),  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  для минералов из щелочных магматических силикатных пород и известняков Витимской провинции. Область первичных карбонатитов (PIC) и тренды изменения изотопных составов по (Demény et al., 2004).

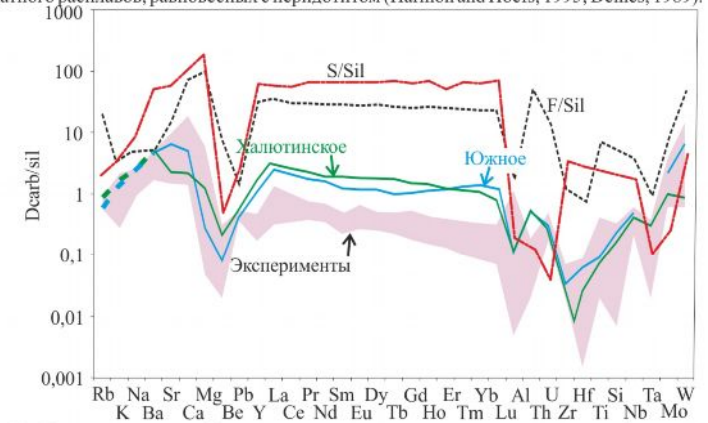


Рис. 18. Сопоставление коэффициентов распределения элементов между карбонатной и силикатной фазами ( $D_{carb/sil}$ ) для пород Халотинского месторождения и Южного проявления с результатами экспериментальных исследований (Hamilton et al., 1989; Kjarsgaard, 1998; Veksler et al., 1998, 2012; Сук, 2003; Schultz et al., 2004; Veksler, Lentz, 2006). Пунктиром показаны участки графиков, пересчитанных  $D_{carb/sil}$  для щелочей по составу включений. S/Sil и F/Sil - коэффициенты распределения между несмешиваемыми сульфатно-силикатной и фторидно-силикатной жидкостями, соответственно (Veksler et al., 2012).

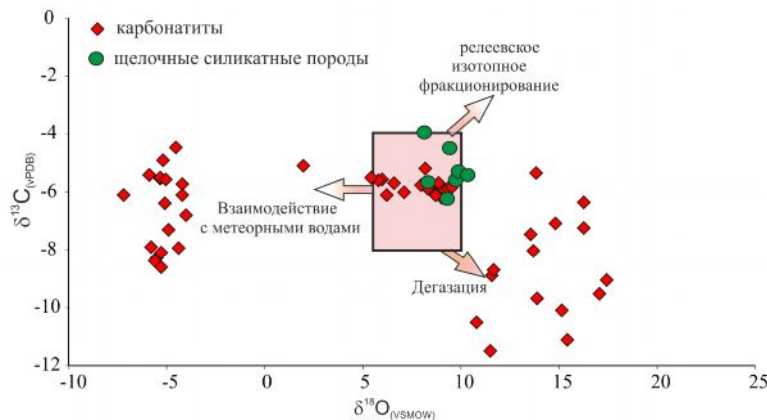


Рис. 19. Изотопные составы C и O в карбонатах из пород карбонатитовых комплексов Юго-Западного Забайкалья. Область первичных карбонатитов (PIC) и тренды изменения изотопных составов по (Demény et al., 2004).