

На правах рукописи

**ДОРОШКЕВИЧ Анна Геннадьевна**

**ПЕТРОЛОГИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ И  
КАРБОНАТСОДЕРЖАЩИХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ  
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

25.00.04 – петрология, вулканология

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Улан-Удэ - 2013

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 24 октября 2013 г. в 11<sup>00</sup> часов на заседании диссертационного совета Д 003.002.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом Институте Сибирского отделения Российской академии наук в конференц-зале по адресу: 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а  
Факс: (3012) 43-30-24  
e-mail: meta@gin.bscnet.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ГИН СО РАН (670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а)

Автореферат разослан 2013 г.

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



О.К. Смирнова

## **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 оценить роль мантийных и коровых источников. Представленные в работе данные о карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексах Западного Забайкалья дают возможность проследить эволюцию щелочного магматизма изученного региона, а также позволят расшифровать детали мантийно-корового взаимодействия и механизмы происходящих мантийных процессов.

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 и карбонатсодержащих щелочных 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 карбонатитоносного щелочного

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 щелочных комплексов Западного Забайкалья.

Определение возраста проявлений карбонатитоносной щелочной магматической активности.

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

Оценка условий образования карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных 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 исследуемых 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 щелочных 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. Шаракшинова.

Основными объектами исследования являлись проявления карбонатитов в северной части Западного Забайкалья (Пограничное, Веселое), карбонатсодержащие щелочные массивы Витимской провинции (Мухал, Амалат, Гулхен, Сайжа, Снежный, Нижний и Верхний Бурульзай, Кома) и карбонатитовые щелочно-основные комплексы Юго-Западного Забайкалья (Аршан, Южный, Халюта, Ошурково) (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 рентгенно-флуоресцентного 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 O, C, 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 карбонатитоносного щелочного магматизма в Западном Забайкалье, охватившая интервал от неопротерозоя до позднего мезозоя включительно.

По результатам изотопных (C, O, D, S, Sr, Nd) исследований определены источники вещества материнских расплавов для пород

карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья, степень их контаминации коровым материалом.

Доказано, что: а) карбонатиты северной части Западного Забайкалья являются субликвидусными образованиями, равновесными с минералами перидотитов; б) формирование кальцитов и амфибол-нефелин-кальцитовых образований Витимской провинции связано с фракционной кристаллизацией карбонатизированных силикатных магм; в) карбонатиты и комагматичные щелочные силикатные породы Юго-Западного Забайкалья сформированы жидкостной несмесимостью из карбонатизированного силикатного расплава в субвулканических условиях.

Впервые представлена наиболее полная петрохимическая, минералогическая, геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных 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, перспективной на промышленно-значимое редкоземельное и редкометальное оруденение.

Полученные данные могут быть использованы для разработки геологических, минералогических и геохимических признаков и критериев поисков редкоземельного и редкометального оруденения, связанного с карбонатитами. Вещественно-минералогические характеристики карбонатитов позволят оценивать 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 Министерства природных ресурсов России по Республике 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 (448 наименований) и трех приложений. Диссертация изложена на 352 страницах машинописного текста, включая 72 рисунка и 60 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 щелочных комплексов Западного Забайкалья, их возрасту, по петрографической, минералогической, геохимической и изотопной характеристике пород, а также результаты изучения 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 карбонатсодержащих щелочных силикатных пород, оцениваются условия их формирования. Пятая глава посвящена обоснованию этапов проявления карбонатитоносного щелочного магматизма на территории Западного Забайкалья, характеристике его источников и 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 2013 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 (ИГХ 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), акад. Л.Н. Когарко (ГЕОХИ РАН), 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 микрозондовых 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 большая часть карбонатитов ассоциирует 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 существуют три основные гипотезы относительно ассоциации карбонатитов с щелочными силикатными породами (Kjarsgaard, Hamilton, 1989; Wyllie, 1989; Brooker, 1998; Harmer, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 1998; Gittins, Harmer, 2003) с различными механизмами их образования: непосредственное выплавление из карбонатизированной перидотитовой мантии, фракционная кристаллизация карбонатизированной силикатной магмы, жидкостная карбонатно-силикатная несмесимость.

Гипотеза жидкостной несмесимости 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 несмесимости 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, посвященные такому механизму, свидетельствуют, что карбонатитовый расплав 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 магниальностью, 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 немного примеров, где обосновано образование карбонатитов при фракционной кристаллизации карбонатсодержащей 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 (Конов, 1982; Врублевская, 1992; Doroshkevich et al., 2012). Во всех этих 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 формироваться карбонату в процессе фракционной кристаллизации.

## СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

(по защищаемым положениям)

**Первое защищаемое положение: На территории Западного Забайкалья установлено четыре этапа проявления карбонатитоносного щелочного магматизма: неопротерозойский (625-600 млн. лет), раннепалеозойский (520-486 млн. лет), позднепалеозойский (306-294 млн. лет) и позднемезозойский (130-122 млн. лет). Для карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов установлены мантийные источники**

**расплавов. В образовании щелочных пород раннего и позднего палеозоя принимал участие коровый компонент.**

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. Комагматичных карбонатитам силикатных щелочных пород на площадях проявлений не обнаружено. Вмещающими породами являются габброиды и кристаллические сланцы. Контакт их с карбонатитами четкий, иногда тектонически сорванный. В зоне экзоконтакта во вмещающих породах проявлена фенитизация мощностью от первых десятков см до метра.

Карбонатиты были сформированы в интервале 625-600 млн. лет, согласно Ar-Ar и U-Pb датировкам (Рипп и др., 2005; Doroshkevich et al., 2007, a, b; Рипп и др., 2009). В этот период интенсивное проявление мантийного щелочного магматизма отмечено по краевой части Сибирского континента с формированием многочисленных щелочных ультраосновных карбонатитовых комплексов, прослеживающихся от Алданского щита до Енисейского кряжа: Белозиминский, Жидойский, Ингилийский, Татарский, Кийский и другие массивы (Конев, 1970; Ярмолюк и др., 2005).

В это время, в интервале 640-585 млн. лет на территории Байкало-Муйского пояса (Макрыгина и др., 1993; Amelin et al., 1997; Изох и др., 1998; Амелин и др., 2000; Рыцк и др., 2001, 2004, 2007 а, б;) образовались пироксенит-габбро-норитовые, плагиогранитные, габбро-диорит-плагиогранитные интрузивные комплексы и дифференцированные вулканы островодужного типа. Их формирование исследователи связывают с аккреционно-коллизией стадией, обусловленной закрытием бассейна Палео-Азиатского океана, столкновением Келянской островной дуги с Муйской глыбой, а также складчатыми деформациями, синколлизийным метаморфизмом и магматизмом (Конников и др., 1999; Khain et al., 2003; Цыганков, 2005; Гордиенко, 2006).

Проявление карбонатитового магматизма при аккреционно-коллизийных процессах свидетельствует о гораздо более сложной геологической истории этого региона, поскольку поступление мантийного карбонатитового материала в коллизийных обстановках может происходить в локальных очагах растяжения и повышенной проницаемости коры (Guo et al., 2005; Hou et al., 2006). По-видимому,

становление карбонатитов Пограничного и Веселого проявления отвечает подобному сценарию процессов растяжения вдоль сдвигов с последующей быстрой транспортировкой мантийного карбонатитового материала к поверхности.

В соответствии с результатами изотопно-геохимических исследований в образовании неопротерозойских карбонатитов северной части Западного Забайкалья участвовали мантийные источники (Дорошкевич и др., 2011), которые по изотопным характеристикам схожи с современными резервуарами типа PREMA и EM I (рис. 3, 5). Значения  $\epsilon Nd$  для карбонатитов северной части Западного Забайкалья и неопротерозойских карбонатитов, располагающихся по краю Сибирского континента укладываются в единый тренд (см. рис. 3). Это может свидетельствовать об общей мантийной неоднородности и, отчасти, находит свое отражение во временном диапазоне, где наиболее «молодые» карбонатиты северной части Западного Забайкалья (625-590 млн. лет) обеднены радиогенным Nd и обогащены радиогенным Sr по сравнению с более «древними» карбонатитовыми комплексами Алданского щита (675 млн. лет). В последних доминирующей составляющей является деплетированная мантия.

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. 4). Площадь провинции сложена, в основном, позднепалеозойскими гранитоидами, нижнекембрийскими кристаллическими известняками. Некоторые массивы частично перекрыты кайнозойскими базальтами. Большинство массивов – это мелкие интрузивы, площадью до 3-5 км<sup>2</sup>, изредка достигающие 10-20 км<sup>2</sup>. Обычно массивы имеют округлую форму с грубоконцентрическим зональным строением, нередко отмечаются дайкообразные тела.

Автором, на основании U-Pb и Ar-Ar 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; Дорошкевич и др., в печати).

По данным А.Э. Изоха с соавторами (Изох и др., 1998), в раннепалеозойский период образовались расслоенные ультрабазит-

базитовые массивы (530-487 млн. лет) в Западном Забайкалье (Шильдырхейский плутон), Алтае-Саянской области (Запевалихинский, Тебинский массивы) и Монголии (Баянцаганский). К этому же времени относится формирование нефелиновых и щелочных сиенитов Ботогольского и Хушагольского массивов (Восточный Саян) оцениваемое интервалом 520-492 млн. лет (Никифоров, Ярмолюк, 2007), щелочных сиенитов Джаргалантского массива (хр. Сангилен) – 490 млн. лет (Козаков и др., 2003). Близким по времени является становление щелочных карбонатитовых комплексов в Горном Алтае и Кузнецом Алатау - 470 и 510 млн. лет, соответственно (Врублевский и др., 2003 а, б; 2004). Стоит отметить проявленный в интервале 470-460 млн. лет щелочно-базитовый магматизм Ольхонской коллизионной системы (Западное Прибайкалье), в пределах которой формировались субщелочные и толеитовые габбро (Скляр и др., 2001, 2009; Скляр, Федоровский, 2006; Федоровский и др., 2010), щелочные и нефелиновые сиениты, кальцифиры Тажеранского плутона (Скляр и др., 2009). Е.В. Скляр и В.С. Федоровский с соавторами (Скляр и др., 2009; Федоровский и др., 2010) связывают проявление мантийного магматизма с процессами сдвигового тектогенеза, обусловленного столкновением Сибирского кратона с Ольхонским террейном и контролем локальными зонами растяжения типа пулл-апарт.

Становление раннепалеозойских (520-486 млн. лет) карбонатсодержащих пород Нижне-Бурульзайского, Сайженского и Снежного массивов, а также пироксенитов Гулхенского плутона (Дорошкевич и др., 2012, а, б; Doroshkevich et al., 2012, Дорошкевич и др., в печати) совпало по времени с развитием Удино-Витимской островодужной системы и Забайкальского океанического бассейна, которые к верхнему кембрию-ордовику прекратили свою деятельность из-за начавшихся аккреционно-коллизионных процессов в результате сближения Сибирского кратона и Западно-Станового микроконтинента (Гордиенко и др., 2010). Коллизия обусловила проявление метаморфических событий, формирование гранитоидов и протяженных сдвиговых зон. Последние сопровождалась не только обстановками сжатия, но и растяжения, а также реализацией хрупких и вязкопластичных деформаций (Burchfiel, Stewart, 1996). Все это приводило к вскрытию мантийных камер и взаимодействию внедрявшегося материала с корой.

Для раннепалеозойского карбонатсодержащего щелочного магматизма Западного Забайкалья характерны широкие вариации значений изотопов Nd и Sr, что свидетельствует об участии в формировании рассматриваемых пород как мантийного, так и корового компонентов (рис. 5). К последнему могут быть отнесены вмещающие известняки и/или сланцы. На рисунке 6 изображены рассчитанные тренды ассимиляции-фракционной кристаллизации (по De Paolo, 1981) для раннепалеозойских плутонов с участием сланцев (I) и известняков (II), при высокой скорости ассимиляции ( $r=0.8$ ). Значения для пород Гулхенского и Нижне-Бурульзайского массивов ложатся на линии взаимодействия с известняками (см. рис. 6). При этом точки для пород Сайженского и Снежного массивов располагаются вдоль тренда ассимиляции сланцев. Это позволяет предполагать участие в контаминации как сланцев, так и карбонатных пород, хотя не исключает вариант изначальной изотопной характеристики первичного гетерогенного источника.

В интервале 306-294 млн. лет в пределах Витимской провинции были сформированы карбонатсодержащие щелочные породы Мухальского, Верхне-Бурульзайского, Инолоктинского массивов, также как и ийолитов Гулхенского плутона (Дорошкевич и др., 2012, а, б; Doroshkevich et al., 2012, Дорошкевич и др., в печати). Это предполагает длительность существования исследуемой структуры, в пределах которой неоднократно внедрялись продукты щелочного магматизма. Возраст массивов совпадает с максимумом проявления магматических процессов на территории Западного Забайкалья, со становлением Ангаро-Витимского гранитного батолита (Ярмолюк 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 сыннырского комплекса, располагающиеся в северо-западной части батолита, также имеют близкие датировки. В это же время формировались сиенит-щелочно-гранитные вулcano-плутонические 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 карбонатсодержащих щелочных пород Западного Забайкалья, также как и раннепалеозойских, характеризуются изотопной гетерогенностью (см. рис. 5) В целом,

рассматриваемые породы по изотопным характеристикам близки с позднепалеозойскими породами ЦАСП (Ярмолук и др., 2000) (см. рис. 3). Для позднепалеозойских карбонатсодержащих щелочных пород Западного Забайкалья, также как и для раннепалеозойских, автором предполагается участие ассимилированного осадочного карбонатного материала. Возможные тренды изменения изотопного состава стронция и неодима при высокой скорости ассимиляции ( $r=0.8$ ) для пород позднепалеозойских массивов Витимской провинции располагаются в области ассимиляции(известняки)-фракционной кристаллизации. Часть точек находится вне связи с линией взаимодействия с вмещающими породами. Можно предположить возможное участие другого компонента в качестве ассимилянта, либо отнести эту особенность к характерной черте первичного источника пород.

Карбонатитовые комплексы Юго-Западного Забайкалья располагаются по бортовым частям позднемезозойских рифтогенных впадин. Карбонатиты образуют жильные, трубообразные и плащеобразные тела (рис. 7). С ними ассоциируют дайки 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 Ar-Ar, U-Pb и Rb-Sr датировкам (Рипп и др., 2000, 2002, 2009; Doroshkevich et al., 2008, 2010a). В этот период в ЦАСП происходило внедрение тефритов, фонолитов, нефелиновых сиенитов (Ярмолук и др., 1998; 2000; Kuzmin et al., 2010). Позднемезозойский карбонатитовый магматизм проявился также на территории Монголии (Самойлов, Коваленко, 1983) и Центральной Тувы (Никифоров и др., 2006). Автор полагает, что с этим же этапом связано формирование Усть-Джидинской щелочной провинции, включающей в себя десятки мелких проявлений нефелиновых сиенитов (Конев, 1982). К их числу относится Бочинский массив, с кальцитовой жилой неустановленного генезиса. Возраст массивов щелочных пород в этой провинции определен как позднемезозойский (Андреев и др., 1969). Позднемезозойские магматические процессы, по мнению В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко (Ярмолук, Коваленко, 2003), были предопределены так называемым Центрально-Азиатском горячим

полем мантии, которое воздействовало на литосферу посредством более локальных плюмов.

Полученные изотопные характеристики Sr и Nd для позднемезозойских карбонатитов Юго-Западного Забайкалья и ассоциирующихся с ними щелочных силикатных пород (см. рис. 5) указывают на мантийную природу их источника. По сравнению с мезозойскими магматическими силикатными породами ЦАСП и карбонатитовыми ассоциациями Монголии, для которых предполагаются параметры изотопных составов мантийных источников PREMA+EM II. (Ярмолюк, Коваленко, 2003; Владыкин и др., 2004) они обладают изотопными составами, более обедненными радиогенным Nd и обогащенными радиогенным Sr. Судя по графикам (см. рис. 3, 5) 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. Более вероятным представляется формирование позднемезозойских карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья при участии мантийного компонента схожего по изотопным характеристикам с современным резервуаром 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). В пределах проявлений отсутствуют собственно кальцитовые карбонатиты, а также ассоциирующие с ними магматические силикатные породы. Температура начала кристаллизации карбонатитов, определенная путем нагревания первичных расплавных включений в пироксене,

апатите и цирконе, выше 920°C. Согласно минеральным и изотопным термометрам, формирование основной массы пород 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.

Присутствующие в карбонатах 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. При формировании карбонатов происходило взаимодействие между ксенокластами и расплавом, сопровождавшееся частичной ассимиляцией мантийного материала и образованием вкрапленности и реакционных оторочек титанита.

В карбонатах Пограничного проявления присутствует графит, ассоциирующий с апатитом и доломитом (Doroshkevich et al., 2007 a). Минерал формирует сферолиты, иногда с четко просматривающимися гранями октаэдра. Параметры его элементарной ячейки близки к «классическим», характерным для графита, хотя отмечаются зерна со сложной 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 карбонатах: 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 карбонатов Чагатая в Узбекистане (Djugaev, 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 образования 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°C, а  $fO_2$  определена на уровне незначительно ниже буфера QFM (рис. 8). При таких условиях, в составе газовой фазы, равновесной с исследуемым минеральным парагенезисом, преобладающими будут  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $CH_4$ . Подтверждением этому является обнаружение  $CH_4$  ( $30 \text{ см}^3/\text{г} \cdot 10^{-6}$ ) в газах, выделенных из карбонатитов Пограничного проявления (Когарко Л.Н., устное сообщение), а также тяжелый  $\delta^{13}C$  в доломите (рис. 9), значение которого, вероятно, связано с изотопным обменом в системе  $C-CO-CH_4-CO_3$ . При этом, если брать температуру образования графита, равную 600°C, а изотопный состав углерода в графите и доломите (-6) и 0.1 ‰, соответственно, то рассчитанный изотопный состав  $CH_4$  (по Bottinga, 1969), равновесного с вышеперечисленными минералами, будет (-9.4) ‰. Минералогические, экспериментальные, геохимические и изотопно-геохимические данные по изученным карбонатитам северной части Западного Забайкалья позволяют интерпретировать их как продукты первичных расплавов, образованных из карбонатизированного перидотитового мантийного источника.

Преобладающий доломитовый состав и высокая магнезиальность пород согласуются с экспериментальными исследованиями карбонатного 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), 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. 9).

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 в силикатных и фосфатных минералах, (3) температуры нагревания включений, минеральные и изотопные термометры, (4) фугитивность кислорода

ниже буфера QFM. Геохимия карбонатитов северной части Западного Забайкалья также, в целом, соответствует критериям отнесения их к карбонатитовым расплавам, равновесных с мантийными минералами. Такие критерии показаны в многочисленных экспериментальных работах (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). Составы карбонатитовых расплавов, равновесных с лерцолитом при мантийных давлениях, характеризуются обогащенностью легкими лантаноидами, фосфором, натрием, калием, стронцием, рубидием. При этом расплавы эффективны в фракционировании этих элементов по сравнению с высокозарядными элементами (Green, Wallace, 1988; Yaxley et al., 1991, 1998; Hauri et al., 1993; Ionov et al., 1993; Dasgupta et al., 2009), что четко отражается в графиках нормированных к примитивной мантии карбонатитов северной части Западного Забайкалья.

Исследуемые карбонатиты, также как и экспериментальные близосолидусные первичные карбонатные расплавы, имеют схожие графики нормированных к хондриту соотношений редких элементов (рис. 10). 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, изотопного состава Sr, Nd, C и O. Становление массивов происходило при фугитивности кислорода близкой буферу QFM в последовательности пироксениты – кальцитовые и кальцитсодержащие ийолиты-уртиты - кальцитсодержащие нефелиновые и щелочные сиениты. Формирование кальцита и пегматоидных амфибол-нефелин-кальцитовых образований связано с фракционной кристаллизацией карбонатизированных силикатных расплавов.**

Раннепалеозойские щелочные массивы Витимской провинции сложены, главным образом, породами ряда от пироксенитов, ийолит-уртитов к нефелиновым и щелочным сиенитам. В позднепалеозойских плутонах пироксениты не отмечаются. Однотипные породы в разновозрастных группах массивов характеризуются близким минеральным, химическим составом и геохимическими характеристиками.

Порядок кристаллизации пород представляется следующим образом. Наиболее ранним минералом в пироксенитах является клинопироксен (диопсид-геденбергит), затем кристаллизовался полевой шпат и завершился процесс формирования амфибола=граната. Породы ийолит-уртитового ряда и нефелиновые сиениты гетерогенны по минеральному и по химическому составу. Последовательность кристаллизации минералов в этих породах подобна пироксенитам. В ийолит-уртитах 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, несмотря на то, что кальцит отмечается на всех стадиях образования ийолитов, уртитов и нефелиновых сиенитов, основная его масса приходится на заключительные этапы кристаллизации, где он выполняет интерстиции, и совместно с амфиболом и нефелином (реже полевым шпатом) формирует обособления. В щелочных сиенитах кристаллизация происходила от нефелина к полевым шпатам (ортоклаз, санидин, альбит и, в меньшей степени, олигоклаз). Состав пород и слагающих их минералов свидетельствуют о высоком содержании Al, Na и низком - Si в начальном расплаве. Присутствие магматического амфибола и слюды, и интенсивно проявленные метасоматические процессы, характеризуют расплав как водонасыщенный, а наличие значительных количеств магматического кальцита свидетельствует о том, что он, помимо воды, был обогащен CO<sub>2</sub>.

Отсутствие кальцита в пироксенитах, его появление в ийолитах, уртитах, нефелиновых сиенитах и в позднемагматических обособлениях, свидетельствует о том, что минерал кристаллизовался в большей мере из остаточных расплавов. Эволюционный тренд демонстрируется фазовым равновесием синтетических экспериментальных систем (рис. 11). 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. 12) не согласуются с известными экспериментальными данным по распределению этих элементов, полученными для несмешиваемых силикатной и карбонатной жидкостей (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 остаточного расплава при фракционной кристаллизации карбонатизированной силикатной магмы.

Фугитивность кислорода при кристаллизации пород была рассчитана по равновесию Fe-Ti оксидов и фазовым равновесиям для ийолит-уртитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. Полученные значения  $fO_2$  ложатся вблизи буфера FMQ (см. рис. 8) и варьируют в интервале от +1 до -1.

Взаимодействие магм с коровыми породами способствовало обогащению кальцита, фосфатных и силикатных минералов из щелочных пород Витимской провинции тяжелыми изотопами кислорода, углерода и легкими - водорода. Б.Г. Покровский (Покровский, 2000) на основании изучения изотопного состава стронция и кислорода и Т.Т. Врублевская (Врублевская, 1992) по вещественно-петрологическим данным указали на значительную роль вмещающих пород при кристаллизации Мухальского массива.

Наиболее приемлемым источником для контаминации представляются известняки. Свидетельством этого является:

Доминирование кальциевых минералов (диопсид-геденбергиты, кальциевые амфиболы, андрадит с высоким содержанием гроссулярового минала, титанит, канкринит) в щелочных силикатных породах. Отсутствие оливина в породах и преобладающая кристаллизация клинопироксена также может быть обусловлена карбонатной ассимиляцией (Tilley, 1952). Экспериментальные данные (Mollo et al., 2010) подтвердили, что основными продуктами

карбонатной ассимиляции являются клинопироксен (твердый раствор диопсид-геденбергит-Са-чермакит), недосыщенный кремнием и обогащенный кальцием расплав, а также С-О-Н флюидная фаза;

Кальцит выполняет интерстиции, формирует включения в породообразующих минералах, слагает анхимономинеральные обособления. Его количество варьирует от первых до десятков процентов от объема породы. Содержание минерала в некоторых случаях значимо увеличивается вблизи контактов с вмещающими известняками (например: Гулхенский массив);

Изотопный состав О и С кальцита приближается к значениям для вмещающих известняков (рис. 13);

Подобие нормированных к примитивной мантии графиков распределения редкоземельных и редких элементов для кальцитов и известняков;

Ассимилированные вмещающие известняки обусловили вариации изотопного состава стронция и неодима в исследуемых породах.

**Четвертое защищаемое положение: Карбонатиты и комагматичные щелочные силикатные породы Юго-Западного Забайкалья являются продуктами ликвации из карбонатизированного расплава обогащенного Ва, 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 смешимого 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 таковому в минералах 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 шлиры, сложенные кальцитом и сульфатами, а в породообразующих минералах - каплевидные включения кальцита.

- Коэффициенты распределения главных и редких элементов между силикатными породами и карбонатитами Юго-Западного Забайкалья (рис. 14) 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 Dcarb/sil для Na, K и более высокими – для REE и Y.

Присутствие фенитов и флогопитовых околосконтактовых 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 Dcarb/sil для них соответствуют экспериментальным данным (см. рис. 14). Различие между коэффициентами распределения REE для исследуемых пород и продуктов экспериментов объяснить сложнее, хотя свою роль могли сыграть SO<sub>3</sub> 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. 14).

- 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 О и С в минералах из карбонатитов и щелочных силикатных пород имеют близкие значения (рис. 15) и не соответствуют тренду фракционирования при кристаллизации магмы в последовательности от силикатной к карбонатной (Дорошкевич, Рипп, 2009).

Исходя из полученных данных, карбонатный расплав был сформирован жидкостной несмесимостью из карбонатизированного первичного силикатного источника. Состав стекла расплавных включений свидетельствует о том, что первичный расплав был обогащен Ва, Sr, REE, SO<sub>3</sub> и F (Doroshkevich et al., 2010 a).

Данные по минеральным и изотопным термометрам, результаты гомогенизации включений карбонатитовых комплексов Юго-Западного Забайкалья фиксируют начало кристаллизации первых твердых фаз (пироксена) из расплава при температуре около 1000°C (Doroshkevich et al., 2010). При этих условиях, карбонатная и силикатная магмы отделялись от первичного расплава. Силикатная жидкость дифференцировалась в последовательности от шонкинитов к щелочным сиенитам и остаточной сульфатно-карбонатной фазы в виде шлировых обособлений.

Кристаллизация ранних минералов карбонатного расплава, таких как циркон, магнетит, флогопит, апатит и КПШ, происходила в интервале 890–780°C. На Халютинском месторождении состав карбонатитов эволюционировал в последовательности от кальцитовых до доломитовых при температуре от 750 до 470°C (Doroshkevich et al., 2010). В карбонатитах 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). Флюиды при взаимодействии с вмещающими породами формировали флогопитовые и альбит-флогопитовые зоны фенитизации.

Образованию карбонатитов сопутствовала гидротермальная циркуляция позднестадийных флюидов. Последние при температуре 290-360°C (Дорошкевич, Рипп, 2004; Doroshkevich et al., 2008, 2010) обусловили рекристаллизацию карбонатитов, 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 карбонатитах (Дорошкевич, Рипп, 2009).

Морфология тел, текстурные особенности пород карбонатитового 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 O (см. рис. 15), отражающие процессы дегазации расплава (с предпочтительным удалением  $\delta^{13}\text{C}$ ) и его взаимодействия с метеорными или формационными водами (Дорошкевич, Рипп, 2004; Doroshkevich et al., 2008). Близповерхностные условия кристаллизации пород подтверждаются повышенными значениями  $f\text{O}_2$  (см. рис. 8). На повышенную  $f\text{O}_2$  в процессе формирования карбонатитов указывают обогащенность  $\text{SO}_3$ . Активность S в магматическом процессе проявилась во всех породах (фенитах, шонкинитах, сиенитах, кальцитовых и доломитовых карбонатитах, гидротермалитах) в виде сульфатных минералов, примеси  $\text{SO}_3$  в апатите и монаците, а также присутствия сульфатов в расплавных включениях в минералах из щелочных силикатных пород и карбонатитов (Дорошкевич и др, 2003).

Обобщение литературных данных и результаты проведенных исследований по карбонатитам, сформированным фракционной кристаллизацией, жидкостной карбонатно-силикатной несмесимостью и являющихся первичными мантийными выплавками позволили выделить следующие признаки механизмов образования карбонатитов (табл. 1).

Таблица 1  
Признаки различных механизмов образования карбонатитов  
(дополненная после работы Bell, Rukhlov, 2004)

<b>Первичные магниокарбонатитовые расплавы, равновесные с перидотитом</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Доломитовый высокомагнезиальный состав карбонатитов, к заключительным стадиям формирования пород может увеличиваться роль кальцита;</li> <li>- Отсутствуют, либо присутствуют в 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> </ul>

Продолжение таблицы 1
<ul style="list-style-type: none"> <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 зависят от состава равновесной минеральной ассоциации;</li> <li>- Карбонатиты в различной степени обогащены LREE и несовместимыми элементами, а 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 состава стабильных изотопов в «сквозных» минералах и от наиболее ранних карбонатитов к поздним соответствует тренду изотопного фракционирования, происходящего при кристаллизационной дифференциации расплава;</li> <li>- Близкие первичные изотопные отношения Sr и Nd, как для ассоциирующих силикатных пород, так и для карбонатитов.</li> </ul>
<b>Карбонатиты, сформированные жидкостной несмесимостью</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Присутствие карбонатных каплевидных обособлений в минералах из магматических силикатных пород;</li> <li>- Силикатно-карбонатная жидкостная несмесимость в расплавных включениях;</li> <li>- Химический состав и коэффициенты распределения редких элементов, подобные экспериментальным, для родственных щелочных магматических силикатных пород и карбонатитов;</li> <li>- Близость состава минералов карбонатитов и ассоциирующих с ними щелочных магматических силикатных пород, а также значений стабильных и радиогенных изотопов.</li> </ul>

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предлагаемой работе приведены результаты комплексных геологических, минералогических, геохимических, геохронологических, изотопных и термобарогеохимических исследований карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья. На основании полученных данных выделены этапы карбонатитоносного щелочного 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 по неопротерозойским карбонатитами северной части Западного Забайкалья указывают на мантийную природу их источника. 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<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>.

Геохимические и изотопно-геохимические признаки, установленные для щелочных пород как позднего, так и раннего палеозоя, указывают на гетерогенность в источнике, которая определялась совмещением мантийного и корового компонентов. Было доказано, что ассимилированные осадочные карбонатные породы существенно повлияли на состав и физические параметры расплавов. Кристаллизация щелочных пород происходила при фугитивности кислорода близкой буферу QFM в последовательности пироксениты – кальцитовые и кальцитсодержащие ийолиты-уртиты - кальцитсодержащие нефелиновые и щелочные сиениты. Определено, что формирование магматических карбонатов и амфибол-нефелин-кальцитовых образований было связано с фракционной кристаллизацией карбонатизированных силикатных расплавов.

Источник позднемезозойских карбонатитовых комплексов обладал изотопными характеристиками схожими с современным

обогащенным мантийным резервуаром 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 при температуре около 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 и редкометалльных неопротерозойских карбонатитовых комплексов в северной части Западного Забайкалья.

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

#### Монография:

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 бритолит 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 Pogradichnoe, 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 Transbaikala, 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. - С.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. **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.

24. **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.

25. **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.

26. Burtseva M V, Ripp G S, **Doroshkevich A G**, Viladkar S G and Varadan Rammohan. Features of Mineral and Chemical composition of the Khamambettu Carbonatites, Tamil Nadu // Journal of the geological society of India. 2013. - V. 81. - № 5. - P. 655-664.

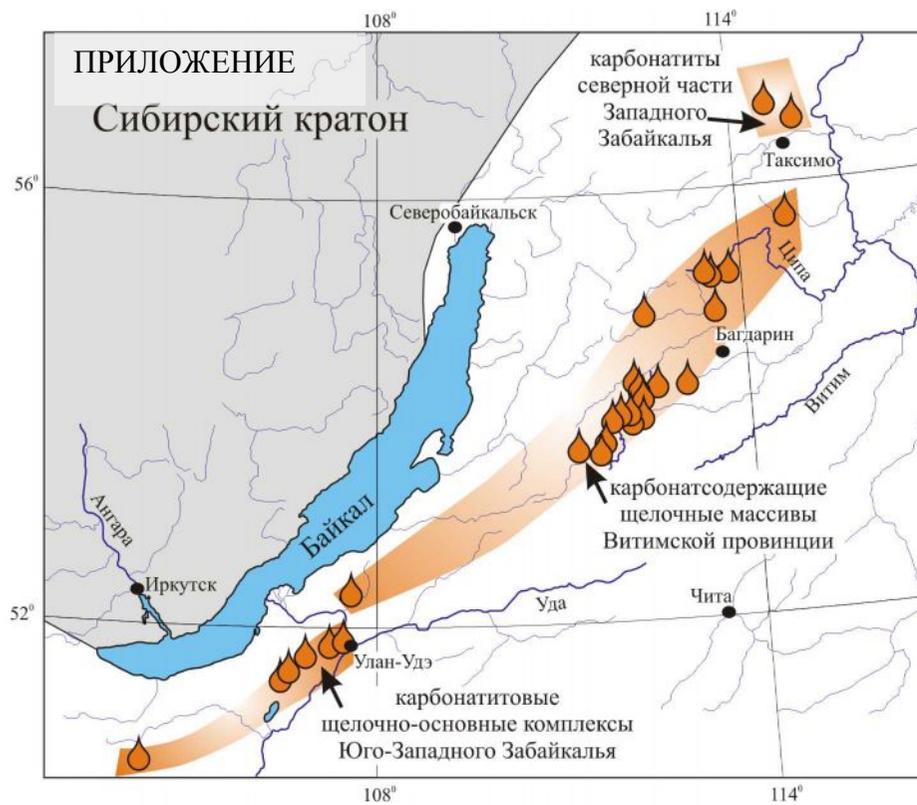


Рис. 1. Расположение карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов в Западном Забайкалье.

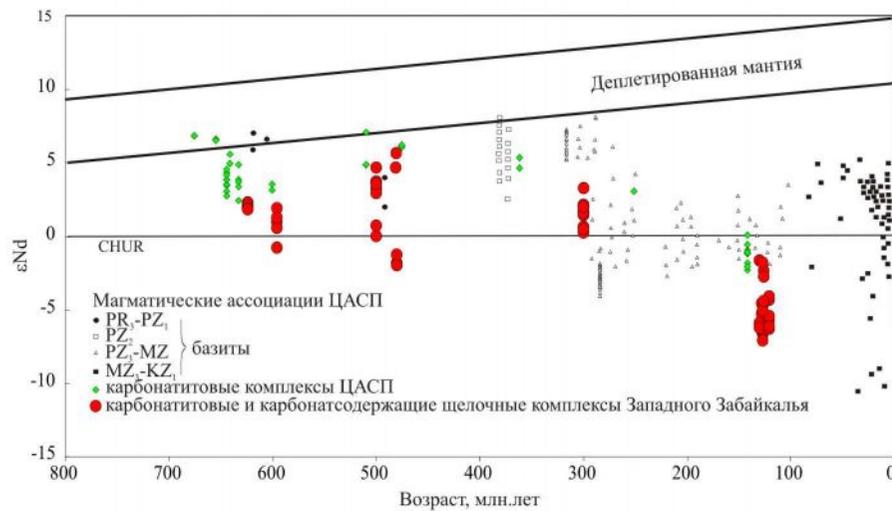


Рис. 3. Вариации изотопного состава Nd карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья в зависимости от возраста их формирования. Приведено сопоставление с магматическими ассоциациями ЦАСП (Изох и др., 1998; Ярмолюк и др., 2000; Kovalenko et al., 2004; Jahn et al. 2009, Хубанов, 2009), карбонатитовыми комплексами ЦАСП и Алданского щита (Багдасаров, 1994 а, б; Владыкин и др., 2004; Врублевский и др., 2003 а, б; 2004).

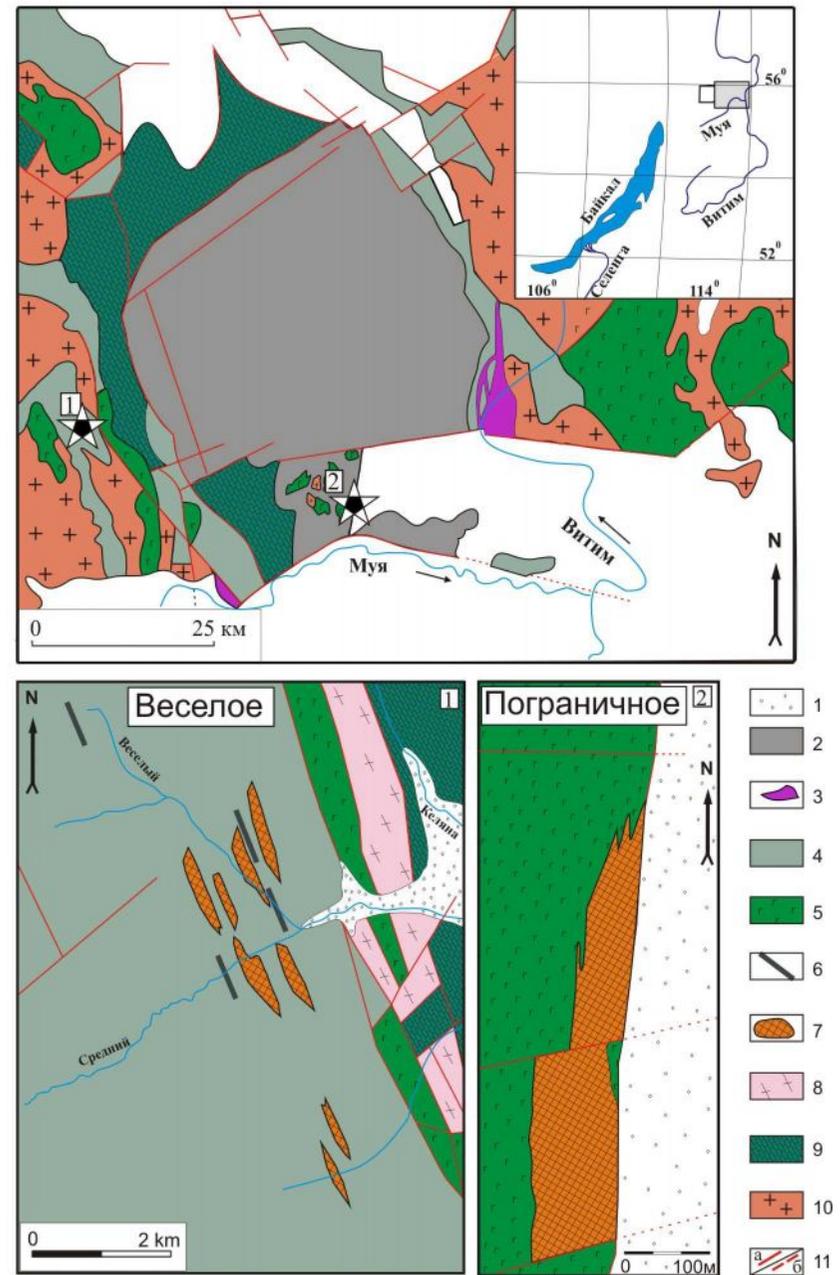


Рис. 2. Схемы геологического строения Веселого (1) и Пограничного (2) проявлений и их расположение в пределах Северо-Муйской глыбы (восточная часть Байкало-Муйского пояса). 1 – четвертичные отложения; 2 – выступы раннекембрийского фундамента; 3 – гипербазиты; 4 – осадочно-вулканогенная келянская толща;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

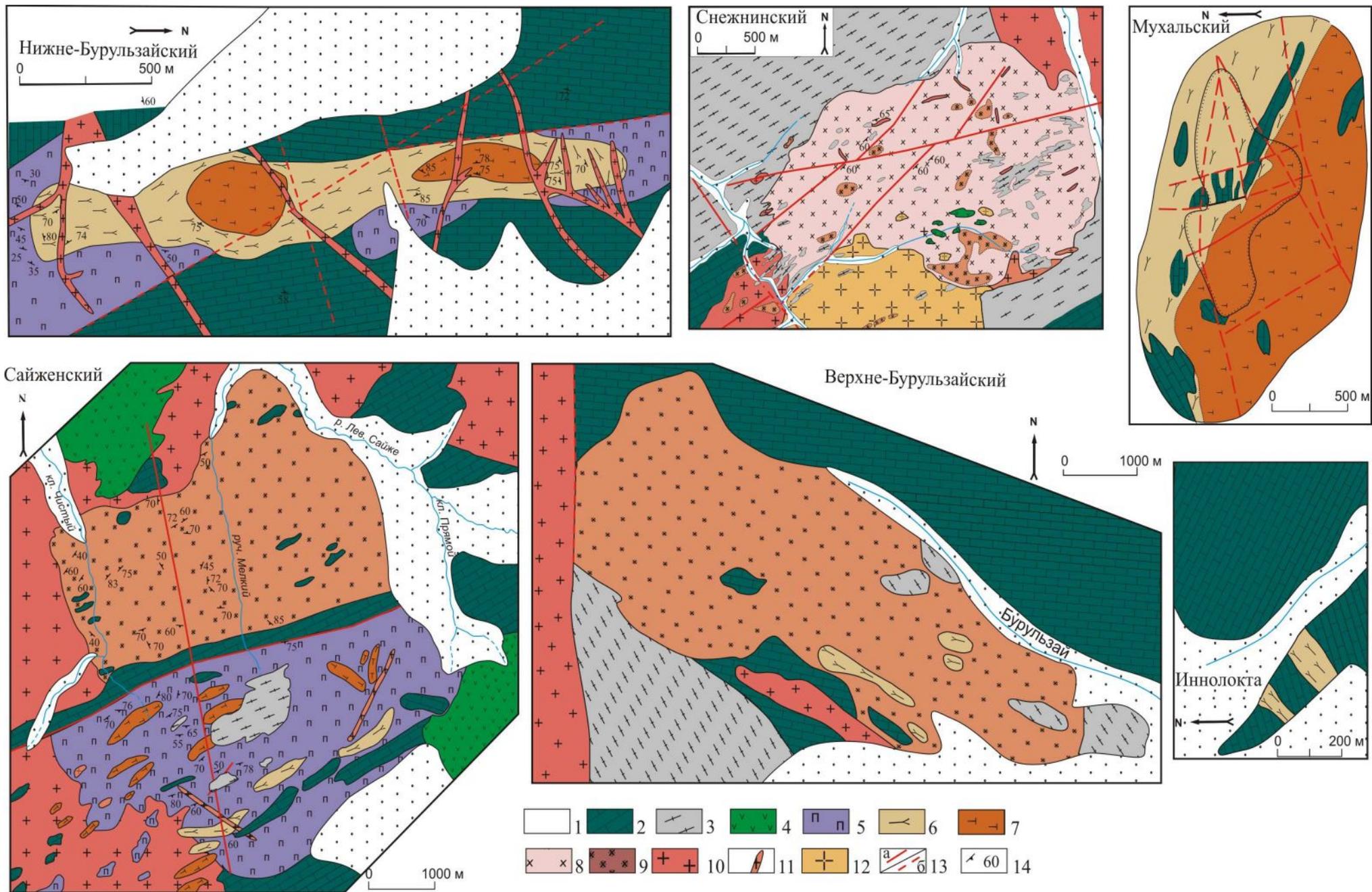


Рис. 4. Схемы геологического строения некоторых массивов Витимской провинции (по данным А.О. Шаракшинова, 1984). 1 – современные рыхлые отложения; 2 – известняки; 3 – сланцы; 4 – габброиды; 5 – пироксениты; 6 – ийолиты; 7 – уртиты; 8 – нефелиновые сиениты; 9 – щелочные сиениты; 10 – граниты; 11 – дайки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

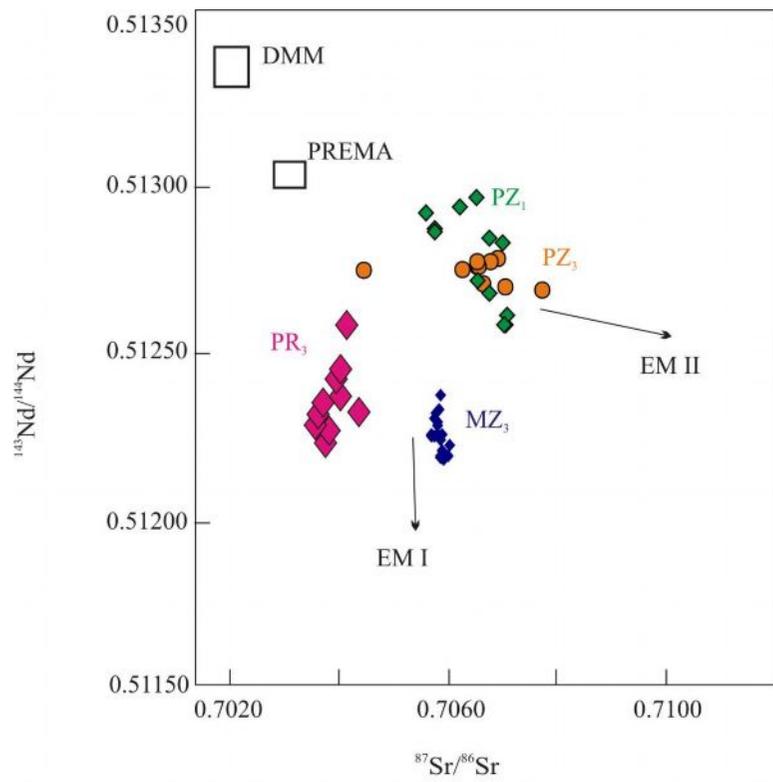


Рис. 5.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (I) -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изотопные отношения для карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья. Мантийные источники по (Zindler, Hart, 1986).

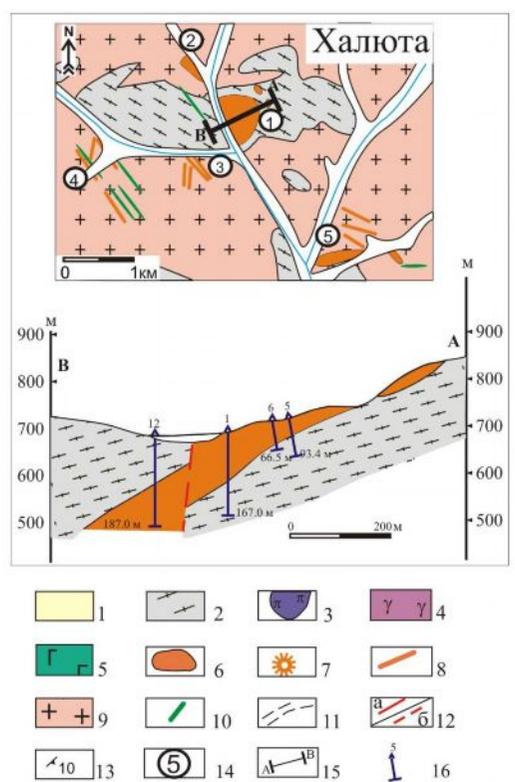


Рис. 7. Схемы геологического строения Халютинского месторождения, Аршанского и Южного проявлений карбонатитов по (Мауришин и др., 1976; Карбаинов и др., 1979; Рипп и др., 2000). 1 – алевриты, песчаники, аргиллиты (К); 2 – биотитовые, амфибол-биотитовые разгнейсованные граниты, граносиениты, кварцевые 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 – жильные тела; 9 – граниты, кварцевые сиениты; 10 – дайки шонкинитов и щелочных сиенитов; 11 – зоны рассланцевания; 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.

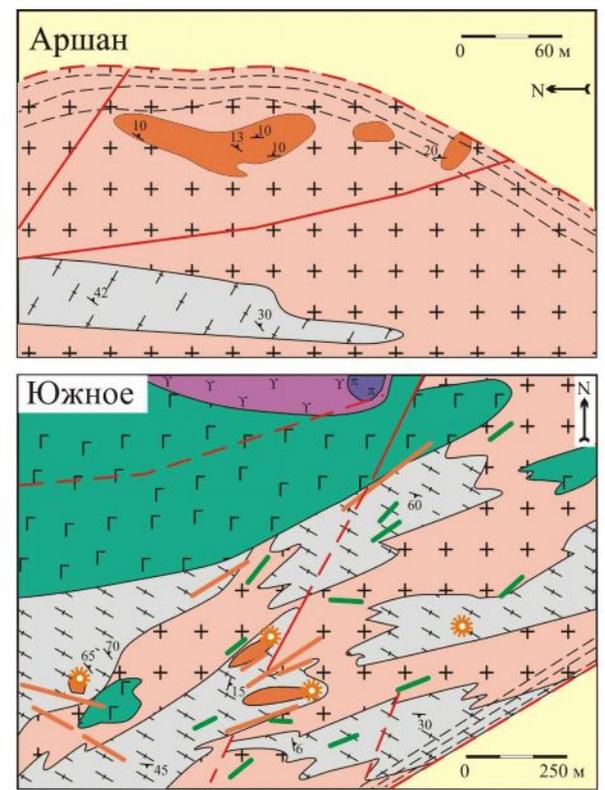
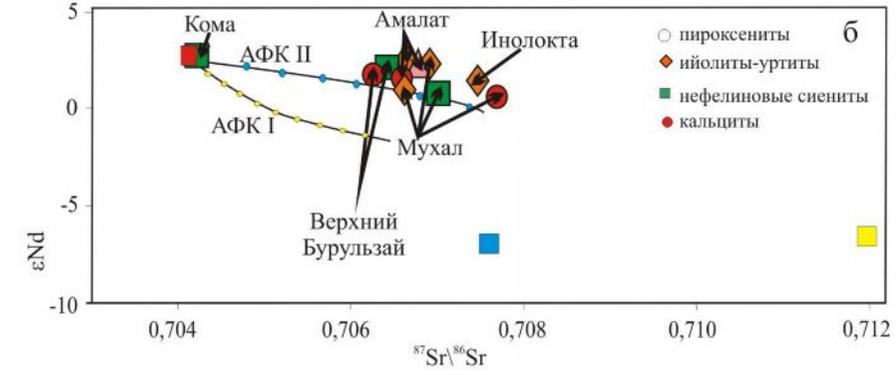
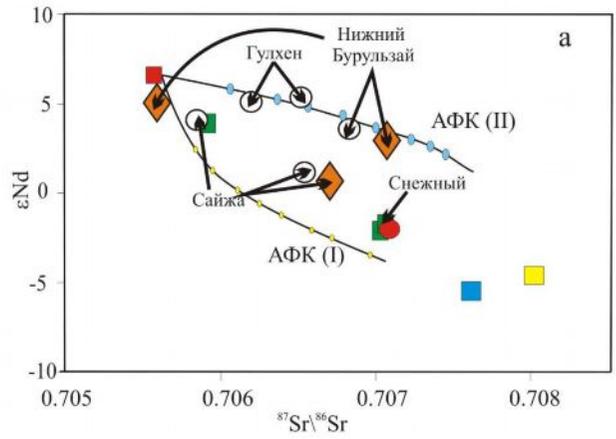


Рис. 6. Диаграмма  $\epsilon\text{Nd}(T)$  vs. первичных изотопных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений для (а) ранне- и (б) позднепалеозойских щелочных пород и минералов Витимской провинции, иллюстрирующая тренды ассимиляции-фракционной кристаллизации (АФК), рассчитанных по (De Paolo, 1981). Модель I (желтые значки) предполагает в качестве ассимилянта вмещающие сланцы, а модель II (голубые значки) – известняки. Красный квадрат – первичный расплав.



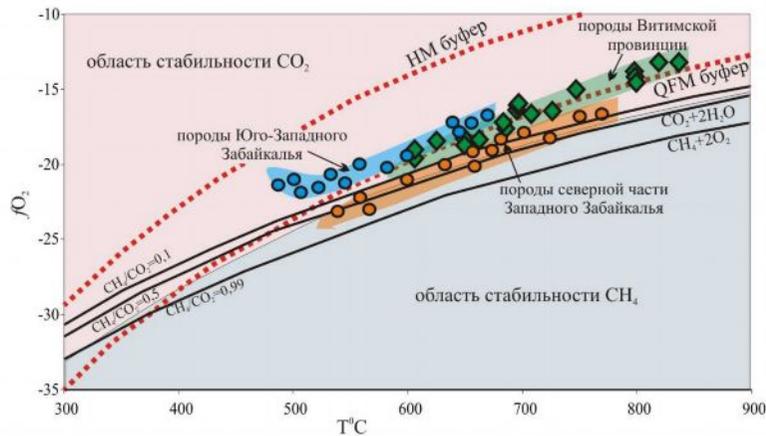


Рис. 8. Рассчитанные по магнетит-ильменитовой паре и фазовым равновесиям значения  $fO_2$  для карбонатных и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья. Области стабильности газов и их соотношения согласно термодинамическим расчетам (Robie, Hemingway, 1995).

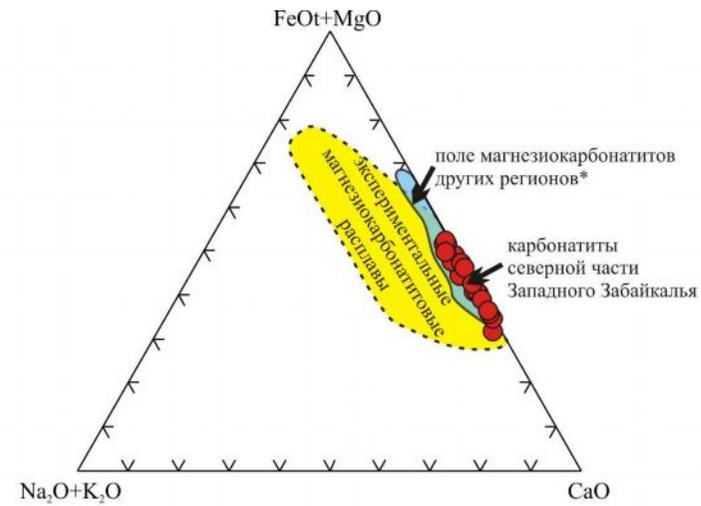


Рис. 9. Диаграмма системы FeO+MgO-(Na,K)<sub>2</sub>O-CaO для карбонатов северной части Западного Забайкалья и мантийных магнезиокарбонатитов других регионов\* (Векуско Лейк (Chakhmouradian et al., 2009) и Снап Лейк в Канаде (Agashev et al., 2008), Невания в Индии (Viladkar, 1998; Doroshkevich et al., 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).

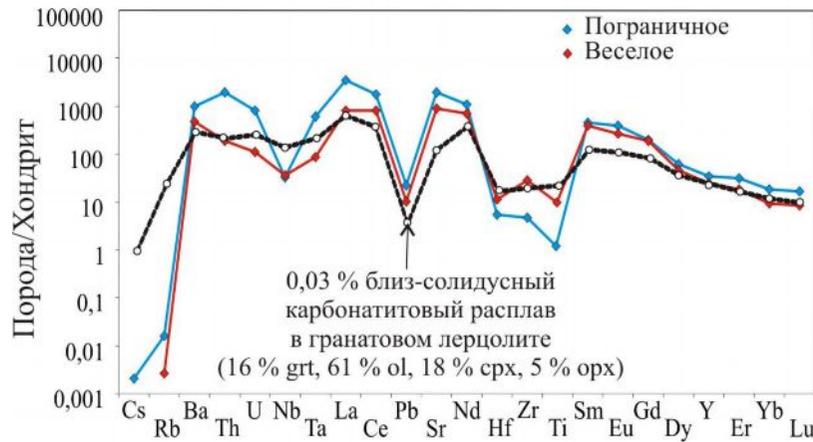


Рис.10. Графики распределения некоторых редких и редкоземельных элементов в карбонатах Пограничного и Веселого проявлений, нормированных к хондриту по (McDonough, Sun, 1995). Рассчитанные значения карбонатитового расплава, равновесного с перидотитом - по (Dasgupta et al., 2009).

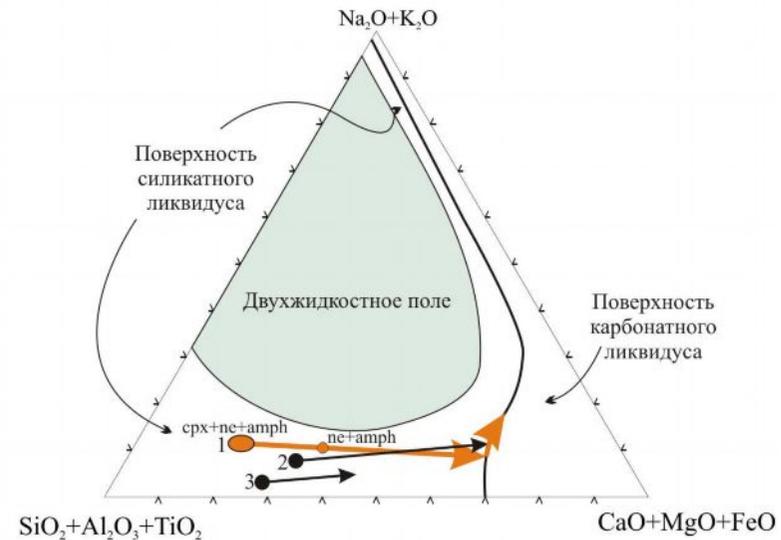


Рис. 11. Гипотетический тренд позднестадийной эволюции расплавов в ийолит-уртитовых комплексах Витимской провинции (1) на Хамильтоновской проекции. Траектории дифференциации мелилититовых магм (2) и базальтов (3) по (Lee, Wyllie, 1998). Сpx – клинопироксен, ne – нефелин, amph – амфибол.

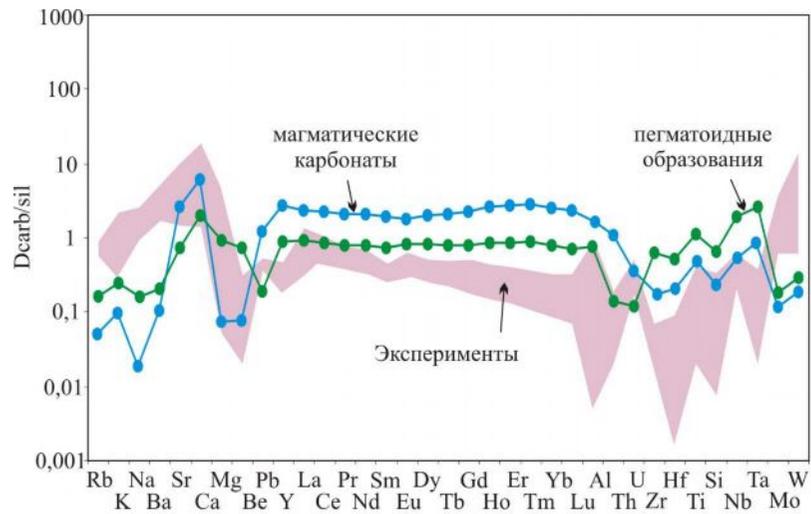


Рис. 12. Карбонатно-силикатные ( $D_{carb/sil}$ ) коэффициенты распределения некоторых редких и редкоземельных элементов между кальцитами, пегматоидными амфибол-нфелин-кальцитовыми обособлениями и щелочными магматическими силикатными породами Витимской провинции и их сопоставление с экспериментальными данными: Hamilton et al., 1989; Kjarsgaard, 1998; Veksler et al., 1998, 2012; Veksler, Lentz, 2006.

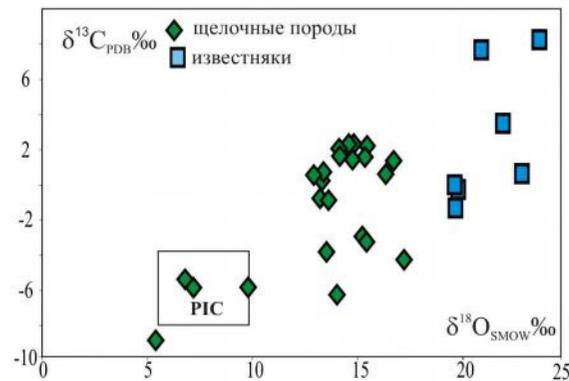


Рис. 13. Соотношение  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  для минералов из щелочных магматических силикатных пород и известняков Витимской провинции. Область первичных карбонатитов (PIC) по (Demeny et al., 2004).

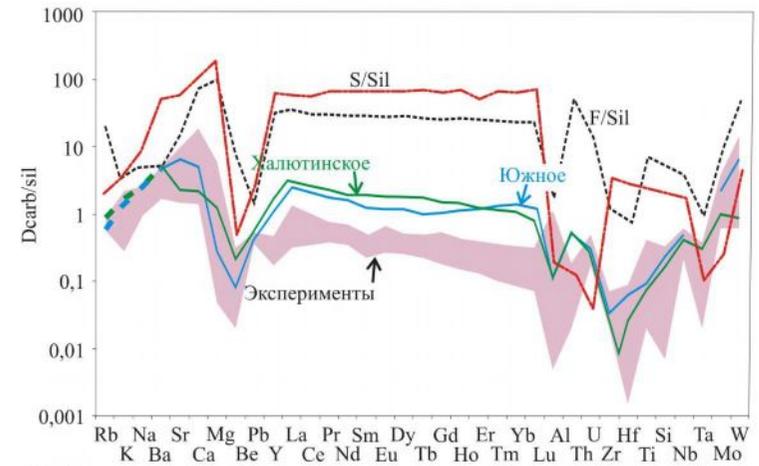


Рис. 14. Сопоставление коэффициентов распределения элементов между карбонатной и силикатной фазами ( $D_{carb/sil}$ ) для пород Халютинского месторождения и Южного проявления с результатами экспериментальных исследований (Hamilton et al., 1989; Kjarsgaard, 1998; Veksler et al., 1998, 2012; Сук, 2003; 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 несмесимыми сульфатно-силикатной и фторидно-силикатной жидкостями, соответственно (Veksler et al., 2012).

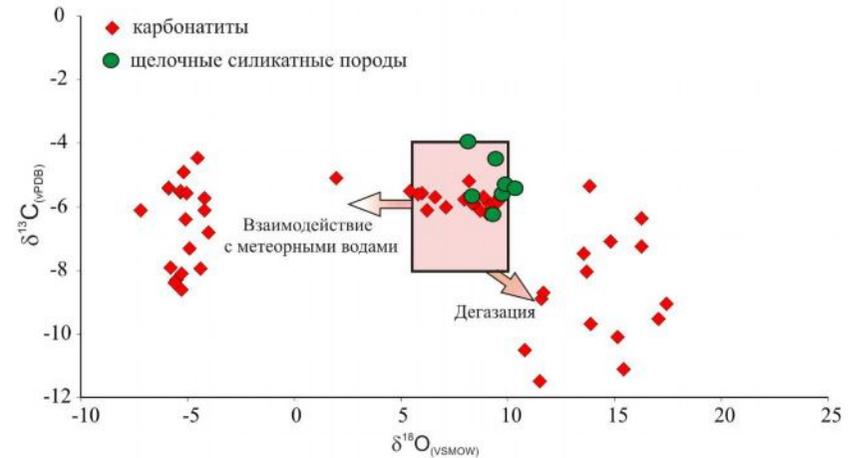


Рис. 15. Изотопные составы С и О в карбонатах из пород карбонатных комплексов Юго-Западного Забайкалья. Область первичных карбонатитов (PIC) и тренды изменения изотопных составов по (Demeny et al., 2004).