На правах рукописи

КОТЛЕР Павел Дмитриевич

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК – 2017

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского Отделения Российской Академии наук и Новосибирском национальном исследовательском государственном Университете

Научный руководитель:
ВЛАДИМИРОВ Александр Геннадьевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Официальные оппоненты:
АНТИПИН Виктор Сергеевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Институт геохимии им. академика А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск
ФЕРШТАТЕР Герман Борисович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург
Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры СО РАН
Защита состоится «15» июня 2017 г., в 10-00 на заседании диссертационного совета Д 003. 067. 03, созданного на базе ИГМ СО РАН, в конференц-зале.

Защита состоится 15 июня 2017 г. в 10-00 на заседании диссертационного совета Д 003.067.03, созданного на базе Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, в конференц-зале.

Адрес 630090, г. Новосибирск, проспект академика Коптюга 3. Факс: (383) 333-27-92; e-mail: turkina@igm.nsc.ru
С диссертацией можно ознакомится в библиотеке ИГМ СО РАН и на сайте http://www.igm.nsc.ru в разделе «Образование».
Автореферат разослан «5» мая 2017 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
д.г.-м.н. Туркина О.М.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Гранитоиды являются наиболее распространёнными магматическими породами складчатых областей. Несмотря на огромный объем эмпирического материала по гранитоидам (Таусон, 1977; Коваль, 1998; Владимиров и др., 1999; Frost et al., 2001; Коваленко и др., 2002; Анфилогов и др., 2002; Розен, Федоровский, 2001; Гордиенко и др., 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Антипин и др., 2006; Chen, Grapes, 2007; Frost, Frost, 2011; Гребенников, 2014; Gao et al., 2016 и др.), и значительный прогресс экспериментальных исследований в этой области (Beard, Lofgren, 1991; Vielzeuf , Montel ,1994; Patino Douce, 1999; Ходоревская и др., 2002; Аксюк, 2002; Граменицкий и др., 2002; Sallet et al., 2015; Gao et al., 2016 и др.), в науках о Земле до сих пор не сложилось единого подхода к объяснению генезиса и геохимического разнообразия исследуемых пород. Состав первичных магм, длительность внедрения и становления массивов, возможные пути формирования и дифференциации гранитоидных расплавов, их металлогеническая специализация объясняются исследователями неоднозначно.

Гранитоиды Калба-Нарымской зоны образуют один из крупнейших батолитов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Систематические геологические исследования Калба-Нарымского батолита велись вплоть до конца 80-х годов прошлого века в связи с разработкой редкометалльных месторождений (Li-Rb-Cs, Ta-Nb, Sn-W, Au). Результатом явилось создание нескольких детальных схем корреляции магматизма (Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998; Навозов и др., 2011). Актуальность данной работы определяется необходимостью решения вопросов расчленения, возраста и петрогенезиса гранитоидов Калба-Нарымского батолита с привлечением современных прецизионных изотопно-геохронологических и геохимических методик, а также необходимостью уточнения геодинамических условий их образования с учётом новых геологических и геохронологических данных полученных в последние годы по комплексам западной части ЦАСП (Владимиров и др., 2008; Pirajno et al., 2009; Добрецов и др., 2010; Xiao et al., 2010; Ernst et al., 2014; Xu et al., 2014; Ярмолюк и др., 2016 и др.).

Объектами исследования выбраны позднепалеозойские гранитоидные комплексы Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан), представляющей собой герцинский преддуговой прогиб, выполненный осадочными породами девон-раннекаменноугольного возраста. Также детально рассмотрены потенциальные субстраты гранитоидов – осадочные и метаосадочные породы и метабазиты, распространённые в Калба-Нарымской зоне и сопряженной Иртышской зоне смятия.

Цели и задачи исследования. Цель работы заключается в выделении этапов становления гранитоидов Калба-Нарымского батолита, реконструкции источников магмогенерации и создании петрологической модели формирования гранитоидов.

В ходе проведения исследований решались следующие задачи:

1. Изучение геологической позиции, внутреннего строения и взаимоотношений различных гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита.
2. Изучение петрографического и химического составов, проведение типизации исследуемых гранитоидов на основе петрохимических и редкоэлементных характеристик.
3. Проведение U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопных исследований для определения возраста, интервала формирования, порядка внедрения и природы субстратов гранитоидов.
4. Исследование геохимических и изотопных характеристик потенциальных субстратов для гранитоидов: метаосадочных и метабазитовых пород Калба-Нарымской зоны.
5. Разработка петрологической модели формирования гранитоидов на основе полученных геохронологических, петрологических и изотопно-геохимических данных.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены материалы, полученные автором за период 2010-2016 гг. в ходе полевых работ и научно-исследовательских работ по проектам Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН и НГУ по темам: 1) Грант Президента РФ МК-1753.2012.5 «Магматические комплексы Алтая – индикаторы взаимодействия мантийных плюмов с коллизионной литосферой: масштабы, этапы, петролого-геохимические модели формирования» (2012 – 2013 гг.); 2) ИП СО РАН №53.17 «Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов: петрогенезис, природа источников магма, геодинамика» (2012 – 2014 гг.); 3) грант РФФИ №15-35-20815 «Эволюция механизмов мантийно-корового взаимодействия в истории развития позднепалеозойского магматизма Центральной Азии (на примере Алтайской коллизионной системы герцинид)» (2015-2016 гг.); 4) грант РНФ 15-17-10010 «Динамика формирования гранитоидных батолитов-гигантов в Центральной Азии как отражение плюмовой активности и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы» (2015-2016 гг); 5) проект Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ "Габбро-гранитоидные интрузивные серии Центральной Азии как парные петрологические и термохронологические индикаторы для палеогеодинамических реконструкций и металлогенического прогнозирования" (2017-2019 гг.)

В ходе полевых работ выполнялись геологические маршруты с изучением разрезов и отбором образцов горных пород (468 образцов) и крупнообъёмных проб (20 проб) для выполнения различных видов лабораторных исследований. Петрографические характеристики даны для 200 шлифов. Содержания петрогенных компонентов, определены методом РФА на спектрометре ARL-9900-XP в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик Карманова Н.Г.) (255 анализов) и с помощью атомно-абсорбционного метода (атомно-абсорбционный спектрофотометр SOLAAR M6 Thermo Elemental) и спектрофотометрического анализа (спектрофотометрический комплекс Genesys 10S Thermo Fisher Scientific) в ИЗК СО РАН (г. Иркутск, аналитик – Царева Н.Ю.) (80 анализов). Содержание щелочных элементов определялось методом пламенной фотометрии в ИГХ СО РАН (г. Иркутск), аналитик – Алтухова Л.В. (30 определений). Редкоэлементная характеристика пород выполнена методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element в ИГМ СО РАН (г.Новосибирск, аналитики Николаева И.В., Палесский С.В.) (150 анализов). Анализ на дополнительные редкие и летучие элементы проводился атомно-эмиссионным методом в ИГХ СО РАН (г. Иркутск), аналитики – Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Определения состава минералов проведено микрозондовым методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик Королюк В.Н.) (40 анализов), а также методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионно-зондовом микроанализаторе Cameca IMS-4f (Ярославский филиал ФТИАН РАН, г. Ярославль) (40 определений). U-Pb геохронологические исследования выполнены методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре Element XR (Thermo Fisher Scientific, Германия) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research, США) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ, аналитики Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.) (11 определений) и на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитики Матуков Д.И., Лепехина Е.Н.) (1 определение). Изотопный состав неодима анализировался в г. Апатиты (ГИ КНЦ РАН, аналитик Баянова Т.Б.) (12 анализов), изотопный состав стронция - в ИГМ СО РАН (аналитик, Киселёва В.Ю.) (10 анализов), изотопный состав кислорода в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) (6 анализов). Обработка полученных геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных проводилась с использованием программ Microsoft Excel, CorelDraw, GCDKit, MapInfo, Fugawi, Isoplot, Glitter, MICA+.

Научная новизна. Получены новые данные о составе и возрасте гранитоидного магматизма Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан). Впервые собрана база данных и проведена типизация на основе редкоэлементного состава гранитоидов (150 анализов). Впервые собрана база данных и проведено детальное U-Pb изотопное датирование

современными прецизионными методами (LA-ICP-MS, SHRIMP-II). Впервые проведены комплексные исследования Nd, Sr, O изотопных характеристик гранитоидов. Обосновано двухэтапное формирование Калба-Нарымского батолита. Получена детальная характеристика и доказано формирование гранитоидов батолита из двух самостоятельных расплавов. Проведена петрогеохимическая типизация субстратов – осадочных толщ и метабазитов Калба-Нарымской зоны. На основе петрогенетического моделирования обоснован вклад метапелитовых и метабазитовых источников в формирование гранодиорит-гранитов, а также участие ювенильного флюида при формировании лейкогранитов.

Практическая значимость. Результаты исследований гранитоидов Калба-Нарымского батолита были использованы при составлении легенды к геологической карте Зайсанской серии листов 1 : 200 000 масштаба, в рамках ГДП-200 (ТОО геолого-разведочная компания «Топаз», г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан). Петрологические модели формирования гранитоидов используются при прогнозировании редкометалльного потенциала гранитоидов Восточного Казахстана (Владимиров и др., 2012; Загорский и др., 2014).

Соответствие результатов работы научным специальностям. Результаты работы соответствуют пунктам 1 (магматическая геология) и 2 (магматическая петрология) паспорта специальности 25.00.04.

Апробация работы и публикации. Результаты исследований по теме диссертации изложены в 24 работах, из них 4 статьи в журналах из списка ВАК. Основные результаты представлены на конференции молодых учёных по наукам о Земле (Новосибирск, 2012); на Российско-Казахстанском научном совещании «Корреляция Алтаид-Уралид» (Усть-Каменогорск – Новосибирск, 2012, 2014); на совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2012); на научной конференции «Гранитоиды: условия формирования и рудоносность» (Киев, 2013); на международном совещании «Beishan Orogen in NW China: accretionary tectonics, magmatism, eclogite and granulite complexes» (Hami, China, 2013); на международной конференции «Granites and Earth's Evolution: Granites and Continental Crust» (Новосибирск, 2014); на байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике (Горячинск, 2015); на международной конференции «Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Earth's History» (Листвянка, 2015)

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, семи глав и заключения, изложена на 193 страницах, содержит 69 рисунков и 20 таблиц. Список литературы включает 136 наименований.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность д.г.-м.н., проф. Владимирову А.Г., к.г.-м.н. Хромых С.В., д.г.-м.н. Круку Н.Н.,

под чьим непосредственным руководством и консультациями была написана работа. Особая благодарность выражается Академику МОН РК Дьячкову Б.А., чл.-корр. МОН РК Сапаргалиеву Е.М., а также сотрудникам ТОО ГРК Топаз: Навозову О.В., Караваевой Г.С., Маслову В.И., Солянику В.П., Джес Е.Н., без которых было бы невозможно проведение полевых работ на территории Республики Казахстан. Диссертант благодарен за ценные советы, помощь при проведении исследований и написании работы докторам геолого-минералогических наук Изоху А.Э., Рудневу С.Н., Смирнову С.З., Травину А.В., Туркиной О.М., Цыганкову А.А., и кандидатам геолого-минералогических наук Владимирову В.Г., Куйбиде М.Л., Сафоновой И.Ю., Соколовой Е.Н. Выражается благодарность за проведение аналитических работ Баяновой Т.Б., Буянтуеву М.Д., Кармановой Н.Г., Киселевой В.Ю., Королюку В.Н., Мурзинцеву Н.Г., Палесскому С.В., Семеновой Д.В., Титову А.Т., Хромовой Е.А., Хубанову В.Б., Юдину Д.С.. Автор выражает благодарность сотрудникам лаборатории №211 и других подразделений ИГМ СО РАН за поддержку и помощь на различных этапах подготовки работы: к.г.-м.н. Анниковой И.Ю., к.г.-м.н. Ветрову Е.В., к.г.-м.н. Вишневскому А.В., Гаврюшкиной О.А., Герасимову О.П., к.г.-м.н. Кармышевой И.В., Крук Е.А., Куйбида Я.В., Куликовой А.В., Мирясовой Т.В., Михееву Е.И., Савинскому И.А., к.г.-м.н. Шелепаеву Р.А.. Особая благодарность выражается супруге Софье и всем родным и друзьям, оказавшим поддержку на всех стадиях проведения работы.

ГЛАВА 1. Геологический очерк Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана

Калба-Нарымская зона является частью западного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). В среднем-позднем палеозое – раннем мезозое эта зона эволюционировала в ходе закрытия Обь-Зайсанского сегмента Палеоазиатского океана в составе единой геологической мегаструктуры - Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Добрецов и др., 1980; Ротараш и др., 1982; Ермолов и др, 1983; Щерба и др., 1998; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003; Xiao et al., 2010). Калба-Нарымская зона представляет собой преддуговой турбидитовый прогиб, вытянутый в северо-западном направлении более чем на 800 км при ширине 20-50 км (рис. 1), выполненный черносланцевыми отложениями девон-каменноугольного возраста. На юго-западе данная зона отделяется Теректинским разломом от Западно-Калбинской (Чарской) палеоокеанической зоны. Северо-восточной границей Калба-Нарымской зоны является Иртышская сдвиговая зона – крупное трансрегиональное тектоническое нарушение с выраженной

левосторонней сдвиговой кинематикой, оперяющие разломы которого, контролировали магмаподводящие каналы при формировании Калба-Нарымского батолита (Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998).

Осадочные толщи Калба-Нарымской зоны представлены преимущественно черносланцевыми породами с возрастом от среднего девона до среднего карбона. Мощность осадочного слоя оценивается в 7-10 км. В составе осадочных толщ, выходящих на поверхность на территории Калба-Нарымской зоны, выделяются следующие свиты: пугачёвская свита D_{2e}, кыстав-курчумская свита D_{2gv}, такырская серия – аблакеткинская свита, D_3-C_{1t}, бурабайская свита C_{1v}, даланкаринская свита C_{1s}, таубинская свита C_{2b} (Навозов и др., 2009, 2014).

Магматизм Калба-Нарымской зоны описан во многих работах (Лопатников и др, 1982, Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998; Владимиров и др., 2001; Навозов и др., 2011; Ермолов, 2013 и др.), согласно этим представлениям и последним геолого-геохронологическим данным (Куйбида и др., 2009; Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016), в составе магматических образований рассматриваемой зоны выделяются: *добатолитовые магматические комплексы* (позднекаменноугольные габброидные, плагиогранитные, гранодиорит-гранитные интрузивные комплексы и вулкано-плутонические структуры), собственно гранитоидные *комплексы Калба-Нарымского батолита* (от двух до трёх интрузивных гранитоидных комплексов согласно различным авторам), а также *постбатолитовый комплекс*, представленный дайками долеритов, лампрофиров, гранит-порфиров и аплитов.

В рамках данной работы детально рассмотрены только гранитоидные комплексы, слагающие основной объём Калба-Нарымского батолита. В качестве геологической основы для работы взята предложенная в работах (Навозов и др., 2011; 2014) схема корреляции, имеющая наиболее дробное расчленение батолита на интрузивные комплексы (калбинский, монастырский, каиндинский комплексы), использовавшаяся при проведении геологического картирования Восточного Казахстана (ГДП-200, ТОО ГРК "Топаз", г. Усть-Каменогорск).

ГЛАВА 2. Калбинский гранодиорит-гранитный комплекс

Гранитоиды калбинского комплекса слагают основную часть Калба-Нарымского батолита и распространены на всём протяжении Калба-Нарымской зоны. Массивы комплекса расположены конформно общему структурному плану Калба-Нарымской зоны и вмещающих пород. Массивы представляют собой пластообразные тела с пологими контактами, которые располагаются как отдельно, так и сопряженны между собой. Мощность интрузивов колеблется в интервале 2-12 км при

средних величинах 6-7 км (Лопатников и др., 1982). Контакты с осадочными породами резкие интрузивные, сопровождаются зонами ороговикования и ксенолитами в эндоконтактовых зонах.

В рамках калбинского комплекса были изучены Пролетарский, Прииртышский, Асубулакский, Черновинско-Войлочевский и Песчанский массивы. В составе комплекса выделяются три фазы внедрения: первая (главная) фаза – порфировидные, реже слабопорфировидные и равномернозернистые биотитовые гранодиориты и граниты с крупнозернистой основной массой (Pl – 25-40%, Kfs – 20-30%, Qu -30-35%, Bt – 5-15%); вторая фаза – биотитовые и двуслюдяные слабопорфировидные граниты со среднезернистой, мелко-среднезернистой основной массой (Pl – 25-35%, Qu – 25-35%, Kfs – 20-30%, Bt – 3-8%, Mu – 0-3%); третья фаза – биотит-мусковитовые, реже биотитовые мелкозернистые равномернозернистые граниты, аплиты, пегматиты.

Исследуемые гранитоиды отвечают высококалиевым известково-щелочным ($K_2O/Na_2O>1$, K_2O+Na_2O=6,5-8,8 мас.%, CaO – 1,1-2,8 мас.%) пералюминиевым (ASI=1-1,3) гранодиоритам и гранитам (SiO_2 – 63-74 мас.%). Редкоземельные спектры имеют отрицательный наклон и хорошо проявленный Eu-минимум (Eu/Eu*= 0,31-0,60, ΣREE= 101-346 ppm, La_n/Yb_n = 4,1-21,2). Для мультиэлементных спектров характерны отрицательные аномалии по Ba, Nb, Sr, Eu, Ti.

Для пород калбинского комплекса характерны положительные значения εNd(T)= 0,8 - 2,0 (T_{DM-2ST}=906-1001 млн лет). и низкие $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ отношения (0,7049-0,7059). Изотопный состав кислорода в кварце имеет коровые значения – 11,7-14,9 ‰ δO^{18}.

Для породы калбинского комплекса характерна следующая геологическая позиция: 1) гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованные осадки среднего карбона, а также прорывают плагиограниты кунушского и гранодиориты калгутинского комплексов (добатолитовые комплексы); 2) гранитоиды калбинского комплекса прорываются лейкогранитами монастырского комплекса. На основании этих геологических взаимоотношений, возраст калбинского комплекса ранее принимался как раннепермский.

Результаты U-Pb изотопного датирования подтвердили эти выводы. По гранитам первой фазы калбинского комплекса из Асубулакского массива определён возраст - 296±1 млн лет, Черновинско-Войлочевского 293±2 млн лет; по гранитам второй фазы из Черновинско-Войлочевского массива определены два возраста - 286±3 млн лет и 286±1 млн лет. Таким образом, возраст гранитоидов калбинского комплекса отвечает интервалу 296-286 млн лет.

ГЛАВА 3. Монастырский лейкогранитный комплекс

Монастырский комплекс объединяет ряд крупных массивов, сложенных преимущественно лейкократовыми гранитами. Все массивы данного комплекса, за исключением центральной части Черновинско-Войлочевского массива,расположены в западной части Калба-Нарымской зоны (см. рис. 1). Согласно (Лопатников и др., 1982) массивы имеют плитообразную форму с мощностью 3-10 км с узкими вертикальными магмоподводящими каналами в центре. Вмещающие черносланцевые толщи интенсивно ороговикованы.

В рамках монастырского комплекса были изучены Монастырский, Сибинский, Войлочевский массивы и небольшое тело (шток) в южном эндоконтакте Каиндинского массива. В составе монастырского комплекса выделяется следующие фазы внедрения: первая фаза – биотитовые лейкограниты крупнозернистые равномернозернистые, реже порфировидные (Pl – 25-40%, Kfs – 35-40%, Qu -30-35%, Bt – 3-6%); вторая фаза – биотитовые граниты лейкократовые средне-, крупнозернистые порфировидные (Pl – 25-30%, Kfs – 30-40%, Qu – 25-35%, Bt – 5-10%, Mu – 0-1,5%); третья фаза – мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые граниты, жильные граниты, аплиты, аплит-пегматиты, камерные пегматиты.

Исследуемые гранитоиды отвечают высококалиевым известково-щелочным ($K_2O/Na_2O>1$, K_2O+Na_2O=7,1-9,7 мас.%, CaO – 0,5-1,2 мас.%) пералюминиевым (ASI=1-1,3) лейкогранитам (SiO_2=71-78 мас.%). Редкоэлементные спектры имеют отрицательный наклон и резко выраженный Eu-минимум (Eu/Eu*= 0,001-0,19, ΣREE= 120-354 ppm, La_n/Yb_n = 1,3-10,8). Для мультиэлементных спектров характерны отрицательные аномалии по Ba, Nb, Sr, P, Eu, Ti и максимумы по Th и U.

Для этих пород характерны относительно высокие положительные значения εNd(T)= 3,5-5,3 (T_{DM-2ST}=705-773 млн лет). Также для лейкогранитов характерны низкие изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ (0,7013-0,7026). Изотопный состав кислорода в кварце имеет коровые значения – 12,1 ‰ δO^{18}.

Для лейкогранитов монастырского комплекса устанавливается следующая геологическая позиция: 1) лейкограниты прорывают фаунистически охарактеризованные осадки среднего карбона; 2) породы монастырского комплекса прорывают граниты калбинского комплекса и гранитоиды добатолитовых комплексов. Таким образом устанавливается «пост-калбинский» характер интрузий монастырского комплекса, а интервал их формирования ранее принимался как среднепермский.

По лейкогранитам монастырского комплекса определено три U-Pb изотопных возраста. По лейкогранитам главной фазы Сибинского массива определён возраст 284±4 млн лет (метод SHRIMP-II); по лейкогранитам Черновинского массива - 283±2 млн лет; возраст лейкогранитов главной

фазы Монастырского массива - 276±1 млн лет. Таким образом, возраст монастырского комплекса отвечает интервалу 284-276 млн лет, таким образом подтверждается их «посткалбинская» геологическая позиция.

ГЛАВА 4. Каиндинский гранитный комплекс

Впервые каиндинский комплекс был выделен в работах (Шулыгин, Навозов, 1985,1986), где в его составе рассматривались Каиндинский и Миролюбовский массивы. Позднее в состав комплекса был включён ещё ряд массивов. Выделение каиндинского комплекса является дискуссионным вопросом, часть исследователей считает, что данные массивы следует рассматривать в составе калбинского комплекса и выделение дополнительного комплекса нецелесообразно. Основаниями для выделения каиндинского комплекса служили взаимоотношения гранитоидов в южной части Каиндинского массива и в западной части Миролюбовского массива, согласно которым, биотитовые граниты, слагающие основную часть массивов, прорывают небольшие тела лейкогранитов в обрамлении этих массивов. Исходя из этого, предполагалось, что данные биотитовые граниты моложе лейкогранитов, рассматриваемых в составе монастырского комплекса. Помимо Каиндинского и Миролюбовского массивов, в составе данного комплекса рассматриваются массивы биотитовых гранитов, образующие цепочку в западной части Калба-Нарымской зоны. Массивы имеют овальную форму с размерами в плане 10-12×15-25 км. Форма их плитообразная, вертикальная мощность по гравиметрическим данным меняется от 4 до 8 км. Характерной особенностью является концентрически-зональное строение этих массивов и уменьшение масштабов проявления поздних фаз относительно ранних (Навозов и др., 2011, 2014).

В рамках данного комплекса были изучены Каиндинский и Миролюбовский массивы, а также ряд небольших тел в Черновинско-Войлочевском массиве. В составе каиндинского комплекса выделяются три фазы: первая фаза – биотитовые порфировидные крупнозернистые, средне-крупнозернистые граниты, гранодиориты (Pl – 25-40%, Kfs – 20-30%, Qu -30-35%, Bt – 5-15%); вторая фаза – среднезернистые биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты (Pl – 25-35%, Kfs – 20-30%, Qu -25-35%, Bt – 3-8%, Mu – 0-3%); третья фаза – мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые равномернозернистые и реже слабопорфировидные граниты (Pl – 25%, Kfs – 35%, Qu -30%, Bt – 0-5%, Mu – 0-5%), аплиты, жильные граниты.

Исследуемые гранитоиды отвечают высококалиевым известково-щелочным ($K_2O/Na_2O>1$, K_2O+Na_2O=7,7-8,8 мас.%, CaO – 0,6-2,4 мас.%) пералюминиевым (ASI=1-1,3) гранодиоритам и гранитам (SiO_2=66-74 мас.%). Редкоэлементные спектры имеют отрицательный наклон и хорошо

проявленный Eu-минимум (Eu/Eu*= 0,23-0,56, ΣREE= 65-212 ppm, La_n/Yb_n = 3,2-26,9). Для мультиэлементных спектров характерны отрицательные аномалии по Ba, Nb, Sr, Eu, Ti.

Для пород каиндинского комплекса характерны положительные значения εNd(T)= 1,7-3,3 (T_{DM-2ST}=797-931 млн лет) и низкие изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$(T) (0,7036-0,7044); изотопный состав кислорода кварце имеет коровые значения – 13,8 ‰ δO^{18}.

Гранитоиды каиндинского комплекса, имеют чёткие секущие взаимоотношения с среднекаменноугольными осадками и добатолитовыми комплексами. Гранитоиды каиндинского комплекса не имеют прямых взаимоотношений с лейкогранитами, слагающими основные массивы монастырского комплекса, а лишь с небольшими телами лейкократовых гранитов в обрамлении Каиндинского и Миролюбовского массивов, отнесение которых, в состав монастырского комплекса дискуссионно. В работах (Навозов и др., 2011, 2014) гранитоиды каиндинского массива рассматриваются как наиболее молодые гранитоиды в составе Калба-Нарымского батолита и их возраст, условно, принимается как позднепермский. В работах (Лопатников и др., 1982; Дьячков и др, 1994; Щерба и др., 1998) данные гранитоиды рассматриваются в составе калбинского комплекса и, следовательно, их возраст принимается как раннепермский.

По гранитам каиндинского комплекса получены три U-Pb изотопных датировки, которые подтверждают вторую точку зрения. По гранитам главной фазы Каиндинского массива получен возраст 290±1 млн лет. По биотит-мусковитовым гранитам с турмалином из центральной части Миролюбовского массива получен конкордантный возраст 292±1 млн лет. Возраст, полученный по гранитам из тела в центральной части Черновинско-Войлочевского массива, равен 288±1 млн лет. Таким образом, возраст каиндинского комплекса отвечает интервалу 292-288 млн лет, что совпадает с возрастом гранитоидов калбинского комплекса.

ГЛАВА 5. Сравнительная характеристика гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита

Сопоставление результатов U-Pb изотопного датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита приведено на рисунке 2 и позволяет утверждать, что формирование пород, рассматриваемых в составе калбинского и каиндинского комплексов, происходило синхронно в интервале 296-286 млн лет, тогда как породы монастырского комплекса имеют более молодой возраст 286-276 млн лет. На этой основе формулируется **первое защищаемое положение**:

1. Формирование Калба-Нарымского батолита произошло в раннепермское время, общая длительность гранитоидного магматизма составляет 20 млн лет. Выделяется два этапа формирования батолита. К первому этапу (296-286 млн. лет) относится образование основного объема гранитоидов (калбинский и каиндинский комплексы). Со вторым этапом (284-276 млн. лет) связано внедрение крупных массивов в северо-западной части батолита (монастырский комплекс).

Полученные данные по гранитоидному магматизму Калба-Нарымского батолита позволяют провести детальное сравнение вещественного и изотопного составов слагающих его комплексов. Различия в вещественном составе и вариации составов для рассматриваемых гранитоидных комплексов представлены на диаграммах Харкера (рис. 3). На всех представленных диаграммах породы калбинского и каиндинского комплексов занимают одни и те же поля составов и образуют единые тренды эволюции составов. Для гранитоидов калбинского и каиндинского комплексов характерны вариации составов от гранодиоритов до лейкогранитов и отрицательная корреляция содержания всех элементов (кроме K_2O), и SiO_2. Для пород монастырского комплекса характерны узкий диапазон SiO_2 (73-76 мас.%), низкие содержания TiO_2, CaO, MgO, P_2O_5, а также относительно высокие значения $\sum Fe_2O_3$. Отличия монастырского комплекса от остальных наиболее ярко проявлены по редкоэлементному составу, где для лейкогранитов характерна тенденция по увеличению HFSE и REE. Кроме того, для пород монастырского комплекса установлены более высокие содержания F (среднее 8 анализам для каждого комплекса в мас.%: калбинский- 0,05, каиндинский-0,05, монастырский- 0,11), Li (среднее по 8 анализам для каждого комплекса в ppm: калбинский- 62, каиндинский-68, монастырский- 149). Сопоставление вещественного состава гранитоидов позволяет выделить в составе Калба-Нарымского батолита две ассоциации: гранодиорит-гранитную, представленные породами калбинского и каиндинского комплексов, и лейкогранитную, представленную породами монастырского комплекса.

Дополнительные данные для сопоставления были получены при исследовании составов биотитов (табл. 1). Биотиты калбинского и каиндинского комплексов имеют схожие составы, тогда как для биотитов монастырского комплекса характерны более высокие содержания Fe_{tot}, Mn, редких элементов Rb, Cs, Ta, Nb, Zr, Hf, Be, а также Li, F, B и пониженные значения Mg, Ti, Na, Ba. Составы биотитов гранодиорит-гранитной ассоциации соответствуют железистым биотитам, а лейкогранитов - сидерофилитам.

Породы калбинского и каиндинского комплекса также имеют близкий изотопный состав неодима, который варьирует в интервале εNd(t)=+0,8 - +3,3, и стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ = 0,7036-0,7059). Для пород монастырского комплекса характерны более высокие значения εNd(T)= +3,5 - +5,3 и пониженные $^{87}Sr/^{86}Sr$ (t=283 млн лет) = 0,7010-0,7026 (рис. 4).

ГЛАВА 6. Петролого-геохимическое моделирование образования гранитоидов

Второе защищаемое положение: **Первый этап формирования Калба-Нарымского батолита представлен породами гранодиорит-гранитной ассоциации, для которой характерны широкие вариации составов (SiO_2=63-73, MgO=0.16-1.87, Fe_2O_3=1.25-6.68, CaO=0.64-3.15 мас.%), слабоположительные значения εNd(t)=+0,8 - +3,3, и вариации изотопного состава стронция в интервале $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ = 0,7036-0,7059. Образование данных магм произошло в результате плавления осадочно-метаморфических сусбтратов Калба-Нарымской зоны с участием выплавок из метабазитовых пород.**

***Третье защищаемое положение*: На втором этапе формирования Калба-Нарымского батолита происходило внедрение пород лейкогранитной ассоциации, для которой характерны высокие значения SiO_2=73-77 мас.%, железистый состав и относительное обогащение высокозарядными (Hf, Ta, Nb, Zr, Y), редкоземельными (кроме Eu), а также Li, F, B. Породы лейкогранитной ассоциации отличаются высокими значениями εNd(T)= +3,5 - +5,3 и низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (T) = 0,7010-0,7026. Особенности их геологической позиции, вещественного состава предполагают самостоятельный этап магмообразования при плавлении метаосадочных сусбтратов Калба-Нарымской зоны в присутствии флюида.**

Петролого-геохимическое моделирование проводилось по следующему алгоритму: 1) определение P-T-параметров выплавления гранитоидов; 2) анализ потенциальных протолитов для выплавления; 3) масс-балансовый пересчёт петрогенных компонентов гранитоидов на основе результатов экспериментальных работ 4) расчёт редкоэлементного состава модельных расплавов; 5) сравнение модельных выплавок с реальными составами гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

Для определения условий моделирования выбраны по 15 проб гранитоидов из гранодиорит-гранитной и лейкогранитной ассоциаций, наиболее близких к среднему составу гранита для данной группы. В

выборке представлены только породы первых фаз внедрения, как гранитоиды претерпевшие в наименьшей степени процессы дифференциации.

Оценка температуры плавления проводилась по насыщению цирконием (Watson, Harrison, 1983; Boehenke et al., 2013). Рассчитанная температура для пород гранодиорит-гранитной ассоциации колеблется в интервале 779-834 ºС, при среднем значении 808 ºС. Для лейкогранитов получены схожие данные: 798-843 ºС, при среднем значении 812 ºС. Полученные температуры, следует рассматривать как минимальные оценки ликвидусной температуры.

Оценка давления проводилась на основе данных по распределению тяжелых редкоземельных элементов (HREE). Согласно данным (Veilzeuf, Montel, 1994) при давлениях >5 кбар в результате плавления, в качестве реститовой фазы образуется гранат, что приводит к обеденению полученных выплавок в HREE. При давлениях <5 кбар, вместо граната образуется кордиерит, концентрации HREE в котором значительно ниже, чем в гранате. Численно степень обеднённости расплава HREE выражается в значении Gd_n/Lu_n. Для пород гранодиорит гранитной ассоциации значение Gd_n/Lu_n варьирует в интервале 1,63-4,33 при среднем значении 2,41, тогда как для лейкогранитов в интервале 1,28-2,88 при среднем – 1,85, что подразумевает меньшее количество граната в качестве реститовой фазы при выплавлении лейкогранитов. Полученные данные позволяют принять, что давление формирования пород гранодиорит-гранитной серии выше 5 кбар, а для лейкогранитов принять давление ≤ 5 кбар.

Для определения потенциальных протолитов для выплавления гранитоидов были изучены породы всех осадочных свит зоны и метабазитовых пород Калба-Нарымской, а также рассмотрены составы метаморфических пород сопряженной Иртышской зоны смятия из работ (Плотников и др., 2003; Савинский и др, 2016).

Петрология пород гранодиорит-гранитной ассоциации. Сопоставление данных по вещественному и изотопному составу пород гранодиорит-гранитной ассоциации и пород Калба-Нарымской зоны показывает, что в формировании этих гранитоидов участвовали как метаосадочные породы зоны, так и породы метабазитового основания. Об этом свидетельствуют: 1) промежуточные между метаосадками и метабазитами изотопные характеристики гранитоидов (Nd и Sr) (см. рис. 4); 2) зависимость между изотопными характеристиками гранитоидов и их вещественным составом: для гранитов с большим содержанием «мафических» компонентов (CaO, MgO, Fe_2O_3, TiO_2) характерны более высокие значения εNd(T) и пониженные $^{87}Sr/^{86}Sr$; 3) согласно данным (Sylvester, 1998), по реконструкции протолитов для высокоглиноземистых

гранитоидов на основе их петрогенного и редкоэлементного составов, породы гранодиорит-гранитной ассоциации располагаются вдоль линии смешения выплавок из метапелитовых и метабазитовых субстратов (рис. 5); 4) наличие синхронных (300-292 млн лет) дайковых поясов и небольших массивов плагиогранитного состава является дополнительным свидетельством вовлечения в процессы плавления метабазитовых пород основания Калба-Нарымской зоны (Куйбида и др., 2009; Хромых и др., 2016).

Для определения реститовых парагенезисов и расчёта состава выплавок из пород Калба-Нарымской зоны, проведено сравнение состава потенциальных протолитов со стартовыми породами из экспериментальных работ по плавлению (65 экспериментальных составов). Для расчётов были отобраны составы протолитов из экспериментальных работ, соответствующие по составу породам Калба-Нарымской зоны. Для расчёта состава выплавок из метабазитовых пород взяты данные по плавлению MORB (Lopes, Castro, 2001) при давлении в 6 кбар и температурах 900-950 ^{o}C. Вследствие широких вариаций составов метаосадочных пород Калба-Нарымской зоны для сравнения были взяты результаты экспериментов из ряда работ по плавлению метапелитов при давлениях 5-8 кбар и температурах 800-900 ^{o}C (Patino Douce, Beard, 1995; Patino Douce, Harris, 1998; Castro et al., 1999). Составы выплавок из метабазитового субстрата, полученные в результате масс-балансового расчёта, отвечают по составу тоналиту и плагиограниту с высокими содержаниями CaO, MgO, Fe_2O_3, TiO_2 и низким K_2O. Плавление метапелитовых пород схожих по составу с метаосадками Калба-Нарымской зоны приводит к формированию лейкогранитного расплава (SiO_2>72 мас.%) с высокими содержаниями K_2O, Na_2O.

Сопоставление экспериментальных выплавок с составами гранодиорит-гранитов Калба-Нарымской зоны представлено на рисунке 6. На всех графиках составы гранитоидов Калба-Нарымского батолита располагаются на линии смешения выплавок из метабазитовых и метапелитовых субстратов. Полученные данные позволяют утверждать, что формирование пород первого этапа становления Калба-Нарымского батолита происходило в результате плавления метабазитового и метапелитового субстратов.

Петрология пород лейкогранитной ассоциации. Наиболее вероятным протолитом для пород лейкогранитной ассоциации являются метапелитовые породы Калба-Нарымской зоны. О том, что высокоглиноземистые лейкограниты представляют собой результат «чистого» плавления метаосадочных пород свидетельствует обобщение экспериментальных данных (Patino Douce, 1999; Gao et al., 2016). На

диаграммах, отражающих зависимость петрохимического и редкоэлементного состава гранитоидов от природы их протолитов (Sylvester, 1998) (см. рис. 5), составы лейкогранитов ложатся в поле плавления метапелитовых пород (источник богатый глинистым материалом), что также свидетельствует в пользу метаосадочных пород, как потенциального протолита.

Сравнение составов лейкогранитов и выплавок полученных в результате экспериментального плавления метапелитовых пород, соответствующих по составу метаосадкам Калба-Нарымской зоны, представлено на рисунке 7. Для сравнения исползованы данные из работ (Vielzeuf, Montel, 1994; Patino Douce, Beard, 1995; Castro et al., 1999; Koester et al., 2002) по плавлению метапелитовых субстратов при давлениях 3-5 кбар и температурах 800-880 ºС. Из представленных графиков видно, что плавление метапелитовых пород приводит к формированию высокоглиноземистого, высококалиевого лейкогранитного расплава, соответствующего рассматриваемым гранитоидам. Наиболее вероятным механизмом получения лейкогранитов железистого состава, которым соответствуют породы Калба-Нарымской зоны, является плавление метаосадков в присутствии бора, что, согласно данным (Patino Douce, Harris, 1998; Spicer, 2001), приведёт к уменьшению коэффициента распределения Fe_2O_3 для реститового биотита и увеличению содержания железа в расплаве. Об участии бора при процессах плавления свидетельствуют его повышенные концентрации в биотитах лейкогранитной ассоциации, а также прямая корреляция содержаний бора и железа в биотитах.

Реконструкция редкоэлементного состава гранитоидов проводилась по модели парциального плавления (Shaw, 1970) для 17 элементов (Rb, Cs, Sr, Ba, Y, Nb, Ta, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Dy, Yb, Lu), составы реститовых парагенезисов взяты из работ (Vielzeuf, Montel, 1997; Koester et al., 2002), коэффициенты распределения минерал-расплав взяты из работ (Nash, Crecraft, 1985; Bea et al., 1994). Расчеты проводились для трёх степеней плавления: 8%, 15%, 32%. Результаты расчётов приведены на рисунке 8. Согласно представленным данным, даже при отсутствии акцессорных минералов в качестве реститовых фаз, при любых степенях плавления, концентрации HFSE и REE в выплавках из метапелитовых пород не достигают минимальных содержаний в лейкогранитах Калба-Нарымской зоны, что может свидетельствовать о дополнительном привносе этих элементов. Наиболее вероятным механизмом транспортировки HFSE и REE является ювенильный флюид, обогащённый фтором, который может переносить эти элементы в виде фторидных соединений (Keppler, 1993; Абрамов, 2004; Aseri et al., 2014). В пользу данной модели свидетельствуют повышенные концентрации фтора в

лейкогранитах, а также положительная корреляция между содержаниями фтора и REE. Наиболее вероятным источником флюида с высокими содержаниями F, Li, HFSE, REE является магматический очаг, подстилающий породы Калба-Нарымской зоны, продуктами которого на современном эрозионном срезе являются породы дайковых поясов лампрофирового состава. Об этом также свидетельствуют близкие значения εNd(T) в породах лейкогранитной ассоциации и в лампрофирах: +4,3-5,2 для гранитоидов и +6,1 для лампрофиров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённых исследований было установлено, что в составе Калба-Нарымского батолита выделяются две ассоциации гранитоидов: гранодиорит-гранитная и лейкогранитная. Полученные данные позволяют утверждать, что формирование этих ассоциаций являлось результатом самостоятельных этапов плавления земной коры. Наиболее достоверными диагностическими признаками для разделения этих ассоциаций являются содержания редкоземельных элементов, фтора, лития, состав биотитов и изотопно-геохимические характеристики. На основании полученных данных установлено, что формирование гранодиорит-гранитной ассоциации являлось результатом смешения выплавок, полученных из метаосадочных субстратов и метабазитовых пород Калба-Нарымской зоны, что подтверждается моделированием процессов плавления этих протолитов. Формирование лейкогранитной ассоциации являлось результатом плавления метаосадочных пород в присутствии флюида с высоким содержанием фтора и богатого редкоземельными и высокозарядными элементами (Ta, Nb, Hf, REE). Наиболее вероятно, что флюид участвовавший в выплавлении пород лейкогранитной ассоциации соответствует флюиду, описанному в работе (Соколова и др., 2016), результатом взаимодействия которого с остаточными гранитными расплавами, являлись редкометалльные онгонитовые магмы, субсинхронные с лейкогранитами. Источником данного флюида с высокими содержаниями F, Li, HFSE, REE является магматический очаг, подстилающий породы Калба-Нарымской зоны, продуктами которого на современном эрозионном срезе являются породы дайковых поясов лампрофирового состава. Формирование гранитоидов Калба-Нарымского батолита происходило в раннепермское время, что согласно различным палеогеодинамическим реконструкциям, отвечает постколлизионному этапу развития западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Jahn et al., 2000; Владимиров и др., 2008; Pirajno et al., 2009). Выплавление большого объёма гранитоидов на постколлизионном этапе подразумевает привлечение дополнительного теплового источника мантийного происхождения.

Формирование гранитоидов Калба-Нарымского батолита происходило синхронно с внедрением габбро-пикритоидных массивов и габбро-гранитных серий в сопряжённой Чарской зоне, гранитоидов, габброидов и пикродолеритов Северо-Западного Китая и трапповых базальтов Таримского и Джунгарского микроконтинентов, проявление которых отвечает формированию Таримской крупной изверженной провинции (Pirajno et al., 2009; Chen et al., 2010; Поляков и др., 2013; Ernst, 2014; Li et al., 2014; Ярмолюк и др., 2016). Синхронность проявления магматизма, а также близкое географическое положение, позволяют принять Таримский мантийный плюм, как наиболее вероятный энергетический источник, обусловивший формирование как Калба-Нарымского батолита, так и магматизма в сопряжённых зонах

Основные публикации по теме диссертации:

Статьи в рецензируемых журналах

1. **Котлер П.Д.,** Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады академии наук, – 2015, том 462, № 5, с. 572–577.

2. **Котлер П.Д.**, Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 400. С. 345–353.

3. Хромых С.В., Цыганков А.А., **Котлер П.Д.,** Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. - 2016. №5 – с.983-1004

4. Савинский И.А., Владимиров А.Г., **Котлер П.Д.** Природа субстрата метаморфических пород и гранитоидов чечекской купольной структуры (Иртышская сдвиговая зона) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. №2 (26) - с. 126-134

Тезисы докладов на российских и международных конференциях

1. **Котлер П.Д.,** Хромых С.В. Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Петрология и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып.8. Материалы всероссийской петрографической конференции с Международным участием. –Томск:Изд-во Томского ЦНТИ. 2016. – С. 153-155

2. **P. Kotler**, S. Khromykh, A. Vladimirov., N. Kruk, O. Navozov, V. Khubanov Petrology and isotopic dating of Kalba-Narym granite batholith (East Kazakhstan) // Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Earth's History (Abstract Volume). – Irkutsk: 2015 - Publishing House of V.B. Sochava institute of Geography SB RAS, 72-73 pp.

3. **П.Д. Котлер**, С.В. Хромых, Н.Н. Крук, А.Г. Владимиров, О.В. Навозов, В.Б. Хубанов Петрология и изотопное датирование Калба-Нарымского гранитного батолита (Восточный Казахстан) // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике: Материалы III всероссийской молодежной научной конференции. – Улан-Удэ:2015. –21-24 сс.

4. **P.D. Kotler**, S.V. Khromykh, N.N. Kruk, A.G. Vladimirov, O.V. Navozov The evolution of Kalba-Narym batholith granitoids (Eastern Kazakhstan) // Granites and Earth's Evolution: Granites and Continental Crust: Proceedings of the 2nd International Geological Conference, 17–20 August, Novosibirsk, Russia. – Novosibirsk: Publishing House SB RAS, 2014. – 98-101 pp.

5. **P.D. Kotler**, S.V. Khromykh, S.Z. Smirnov, B.A. D'yachkov, A.V. Travin, A.G. Vladimirov, D.S. Yudin, N.N. Kruk Ar-Ar isotopic dating of rare-metal pegmatites of Kalba-Narym granite batholith (Eastern Kazakhstan) // // Granites and Earth's Evolution: Granites and Continental Crust: Proceedings of the 2nd International Geological Conference, 17–20 August, Novosibirsk, Russia. – Novosibirsk: Publishing House SB RAS, 2014. – 103-104 pp.

6. S.V. Khromykh, **P.D. Kotler**, E.N. Moroz Gabbro-granite intrusions of Eastern Kazakhstan: a result of plume – lithosphere interaction // Granites and Earth's Evolution: Granites and Continental Crust: Proceedings of the 2nd International Geological Conference, 17–20 August, Novosibirsk, Russia. – Novosibirsk: Publishing House SB RAS, 2014. – 225-227 pp.

7. Хромых С.В., Цыганков А.А., **Котлер П.Д.**, Навозов О.В., Владимиров А.Г., Травин А.В., Крук Н.Н., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н. Корреляция позднепаеозойского гранитоидного магматизма Восточного Казахстана и Западного Забайкалья // Корреляция алтаид и уралид: магматизм материалы второго Российско-Казахстанского международного научного совещания. 1-4 апр. 2014г., Новосибирск, Россия. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. – С. 177-179

8. **Kotler P.D.,** Khromykh, S.V., Vladimirov, A.G., Travin, A.V., Navozov O.V. Geological structure and isotopic dating of the Kalba-Narym granitoid batholith (East Kazakhstan) // Beishan Orogen in NW China: accretionary tectonics, magmatism, eclogite and granulite complexes, Hami, Xinjiang, China, 2013, p. 28-29.

9. **Котлер П.Д.**, Хромых С.В., Навозов О.В., Травин А.В., Владимиров А.Г. Возраст, состав и геодинамическая интерпретация Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность: Тезисы докладов Научная конференция (Киев, 27 мая-1 июня 2013 г.). - Киев, 2013. - С. 76-77

10. **Kotler P.D.**, Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Travin A.V., Navozov O.V. U-Pb, Ar-Ar Isotopic Dating of Kalba-Narym Polychronic Batholith (East Kazakhstan) // Mineralogical Magazine. Goldschmidt 2013 (Florence, Italy, 25-30 August 2013). - 2013. - 77. - № 5. - P. 1503

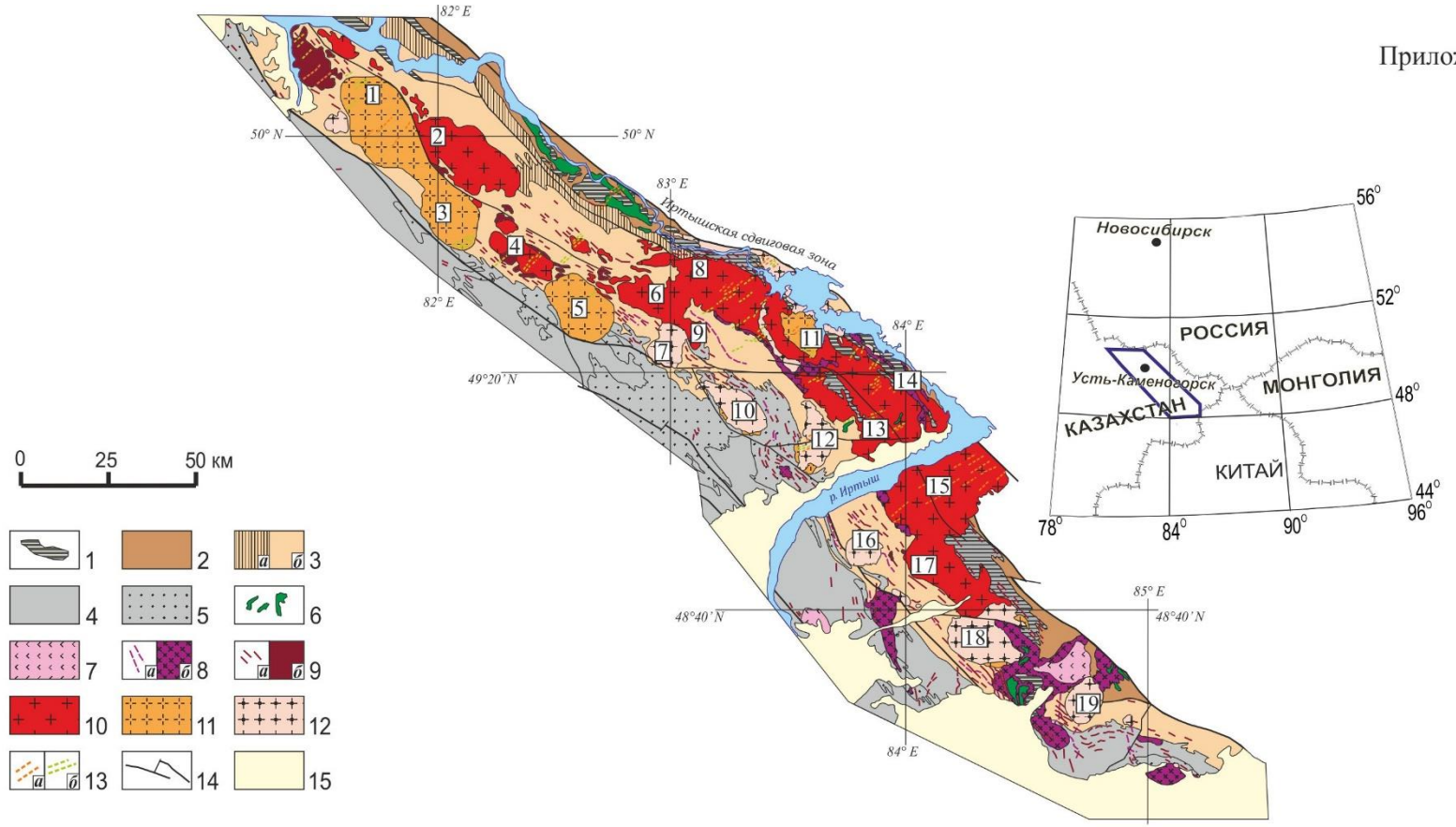

Рис 1. Схема геологического строения Калба-Нарымского батолита. Составлена на основе рабочего макета геологической карты масштаба 1 : 500 000, созданного в ТОО ГРК «Топаз», г. Усть-Каменогорск [Хромых и др., 2016].

1 – блоки метаморфических пород; 2 – песчаники и алевролиты кыставкурчумской свиты D_2gv; 3 – сланцы, алевролиты, алевропесчаники такырской серии D_3-C_1; 4 – флишоидно-граувакковые отложения даланкаринской свиты C_1s; 5 – полимиктовые песчаники и алевролиты молассовой формации таубинской свиты C_2b; 6 – габброиды прииртышского и жанатайского комплексов; 7 – дациты, риодациты, риолиты салдырминской серии, слагающие Актобинскую и Калгутинскую мульды; 8–12 – гранитоидные комплексы Калба-Нарымского батолита: 8 – калгутинский гранодиорит-гранитный комплекс (а – дайки, б – массивы); 9 – кунушский плагиогранитный комплекс (а – дайки, б – массивы); 10 – калбинский гранодиорит-гранитный комплекс; 11 – монастырский гранит-лейкогранитный комплекс; 12 – каиндинский гранитный комплекс; 13 – постбатолитовые дайки миролюбовского комплекса (а – гранитоидные; б – базитовые); 14 – разломы; 15 – рыхлые отложения.

Цифрами указаны массивы: 1- Дунгалинский, 2- Пролетарский, 3- Монастырский, 4- Жиландинский, 5- Сибинский, 6- Асубулакский, 7- Шибендинский, 8- Прииртышский, 9- Белогорский, 10- Каиндинский, 11- Черновинско-Войлочевский, 12- Миролюбовский, 13- Песчанский, 14- Предгорненский, 15- Нарымский, 16- Сергеевский, 17- Чердоякский, 18- Буробайский, 19- Кемиркаинский.

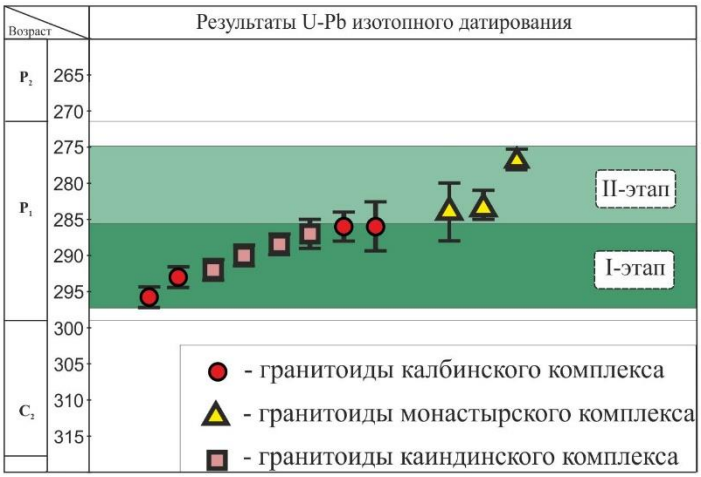

Рис. 2. Сопоставление данных U-Pb изотопного датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

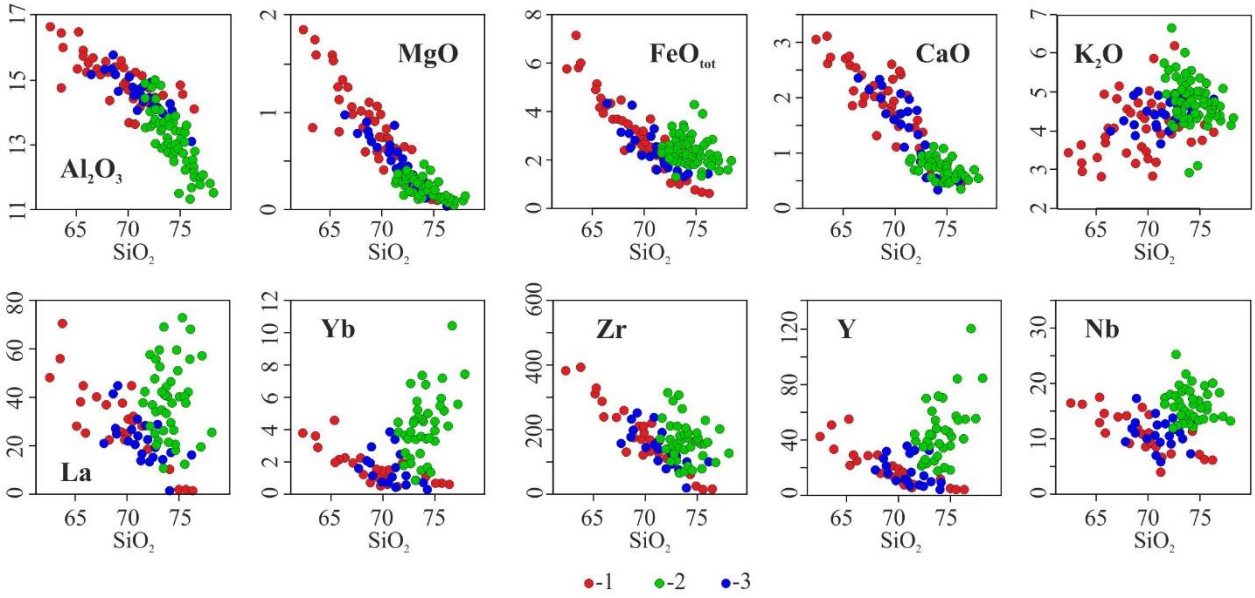

Рис. 3. Сопоставление вещественного состава гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита. Условные обозначения: 1- калбинский комплекс, 2- монастырский комплекс, 3- каиндинский комплекс

Комплекс	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	K_2O	Li_2O	F	Cl	B
Калбинский	**35.80** 34.83-36.51	**3.52** 3.35-3.83	**17.02** 15.02-19.34	**23.26** 21.15-29.05	**0.39** 0.33-0.46	**6.86** 3.95-9.56	**9.59** 9.51-9.65	**0.27** 0.09-0.65	**0.7** 0.49-0.81	**0.03** 0.02-0.06	**0.6** 0.23-1.21
Каиндинский	**36.28** 35.85-36.63	**3.71** 3.11-4.13	**17.14** 16.09-18.18	**22.28** 21.00-23.03	**0.39** 0.31-0.48	**7.58** 7.13-8.01	**9.67** 9.56-9.78	**0.2** 0.17-0.22	**0.7** 0.63-0.83	**0.02** 0.02-0.03	**1.01** 0.5-1.67
Монастырский	**35.57** 34.79-36.54	**2.99** 2.31-3.51	**18.54** 15.7-20.27	**26.7** 22.98-31.59	**0.54** 0.32-0.76	**2.84** 0.81-4.15	**9.5** 8.92-10.33	**0.55** 0.27-0.83	**1.21** 0.92-1.63	**0.05** 0.01-0.11	**1.64** 0.99-2.82

Комплекс	Ta	Nb	Hf	Zr	Be	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Lu
Калбинский	**23.26** 21.15-29.05	**0.39** 0.33-0.46	**0.2** 0.07-0.31	**/0.86** 0.61-1.1	**0.56** 0.25-1.14	**0.02** 0-0.04	**0.04** 0.03-0.05	**0.73** 0.1-1.7	**0.62** 0.05-2.07	**0.15** 0.02-0.47	**0.62** 0.07-1.99	**0.02** 0.01-0.03
Каиндинский	**22.28** 21.00-23.03	**0.39** 0.31-0.48	**0.18** 0.08-0.37	**1.12** 0.49-1.89	**0.86** 0.4-1.44	**0.03** 0-0.07	**0.12** 0.02-0.3	**0.37** 0.1-0.84	**0.2** 0.07-0.37	**0.08** 0.02-0.19	**0.47** 0.19-0.95	**0.03** 0.01-0.04
Монастырский	**26.7** 22.98-31.59	**0.54** 0.32-0.76	**0.38** 0.1-1.58	**2.09** 0.78-3.89	**2.99** 1.8-4.55	**0.24** 0.01-1.92	**0.39** 0.03-1.86	**0.99** 0.06-5.83	**1.42** 0.14-8.09	**0.28** 0.03-1.22	**1.32** 0.11-5.53	**0.05** 0.01-0.2

Табл. 1. Сопоставление биотитов гранитоидов различных комплексов Калба-Нарымского батолита. В числителе приведено средние содержания элемента, в знаменателе - максимальное и минимальное значения по комплексу. Количество определений составов по комплексам: калбинский - 36, монастырский - 105, каиндинский - 36.

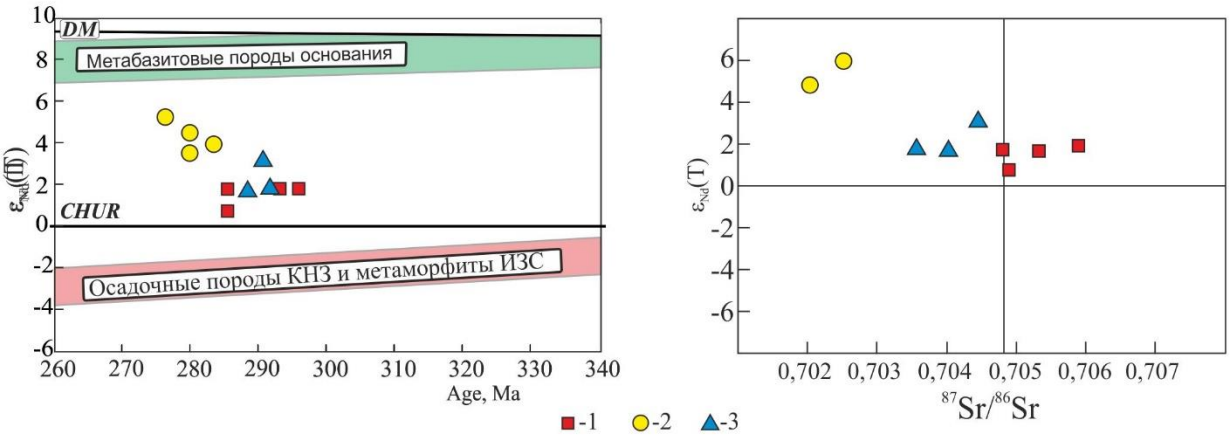

Рис. 4. Сравнение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных характеристик пород Калба-Нарымской зоны : 1- калбинский комплекс, 2- монастырский комплекс, 3- каиндинский комплекс.

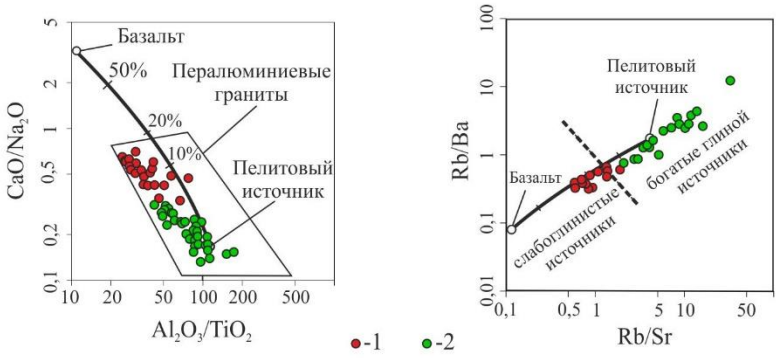

Рис. 5. Сопоставление составов гранитоидов Калба-Нарымского батолита на диаграммах по реконструкции протолитов пералюминиевых гранитов [Sylvester, 1999]; условные обозначения: 1- породы гранодиорит-гранитной ассоциации, 2- породы лейкогранитной ассоциации.

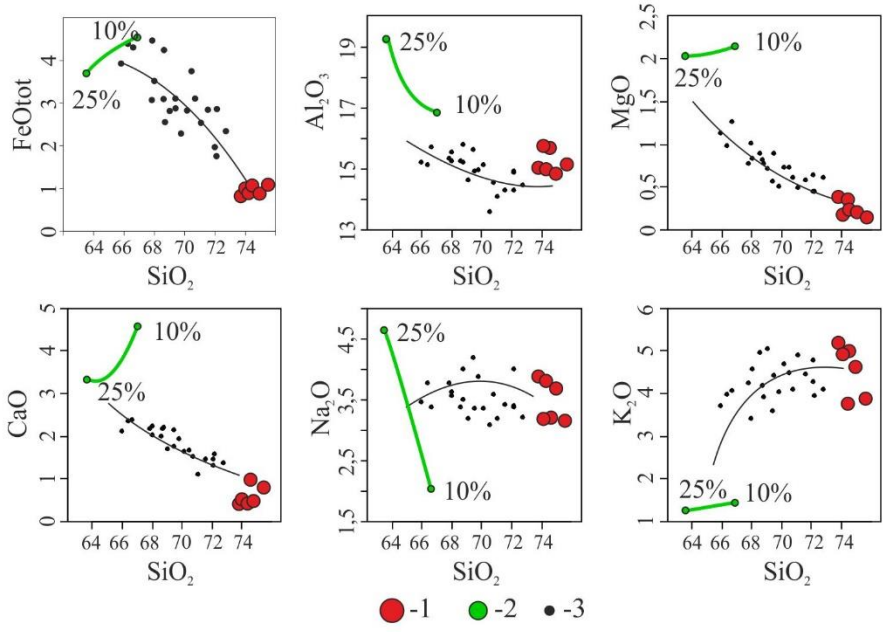

Рис. 6. Сопоставление пород гранодиорит-гранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита и экспериментальных выплавок из метаосадочных и метабазитовых пород. Чёрная линия - примерный тренд смешения расплавов, зелёная - тренд изменения состава выплавки при изменении степени плавления. 1- выплавки из метаосадочных пород; 2- выплавки из метабазитовых пород; 3- породы гранодирит-гранитной ассоциации.

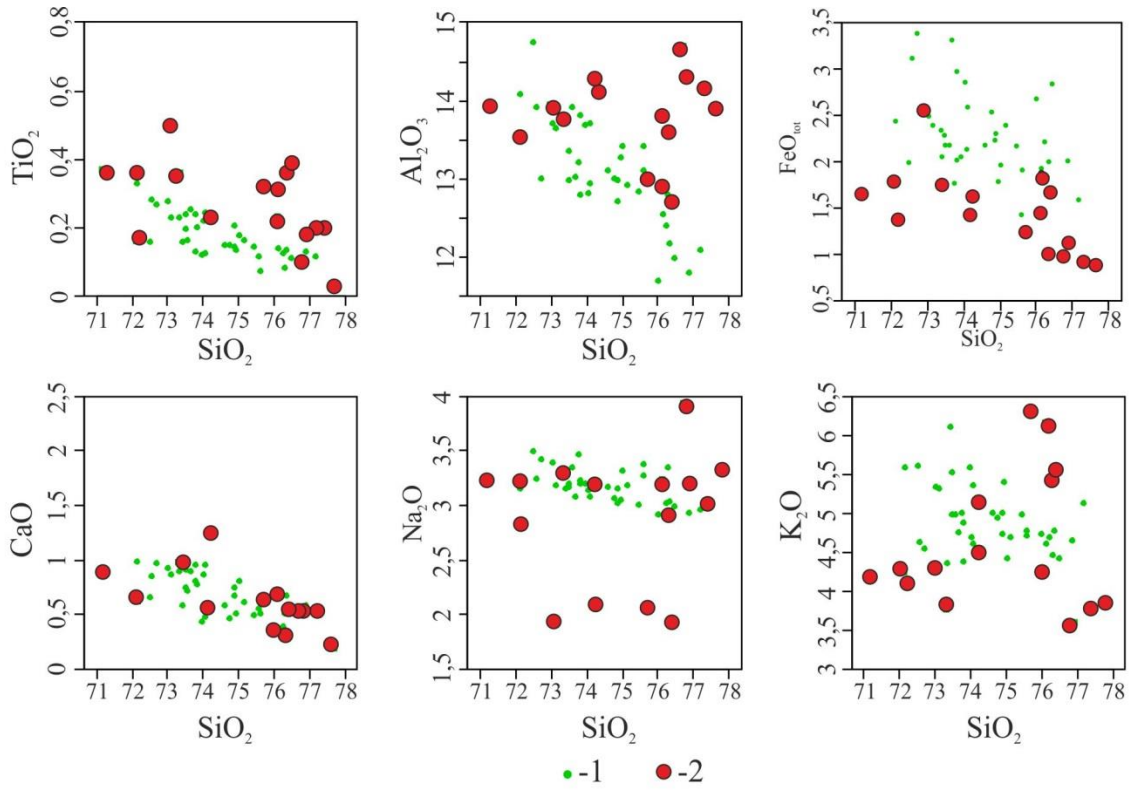

Рис. 7. Сопоставление пород лейкогранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита и экспериментальных выплавок из метаосадочных пород, полученных в различных работах по экспериментальному плавлению. 1- породы лейкогранитной ассоциации; 2- составы из работ по экспериментальному плавлению.

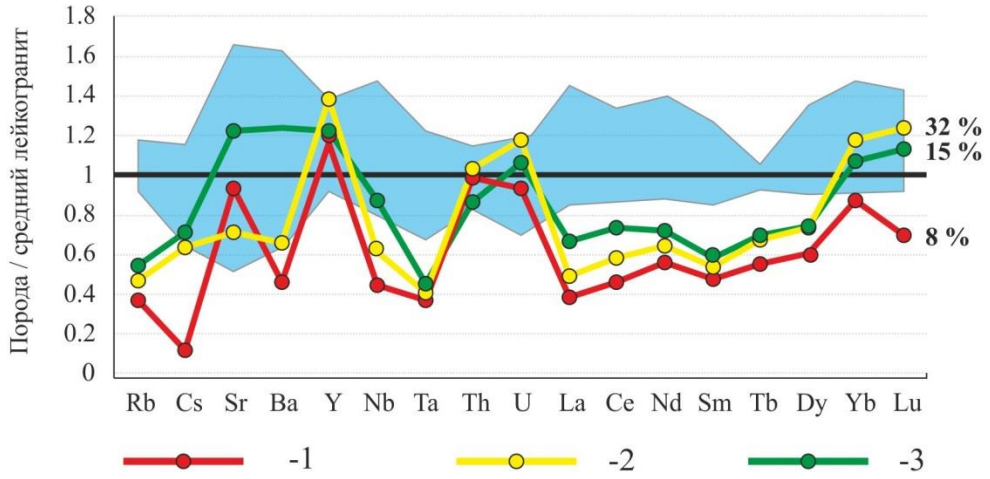

Рис. 8. Сравнение расчётных редкоэлементных составов с редкоэлементным составом пород лейкогранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита. Нормирование проводилось на средний состав лейкогранита Калба-Нарымского батолита; голубой полигон - поля составов лейкогранитов. В процентах указана степень плавления субстратов в соответствии с экспериментальной работой. Условные обозначения: 1- на основе данных [Koester et al., 2002] при 700 °С; 2- на основе данных [Vielzeuf, Montel, 1997] при 809 °С; 3- на основе данных [Koester et al., 2002] при 800 °С.