

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ  
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

КОТЛЕР ПАВЕЛ ДМИТРИЕВИЧ

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА  
(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

специальность 25.00.04 –петрология, вулканология

ДИССЕРТАЦИЯ  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор А.Г.Владимиров

НОВОСИБИРСК - 2017

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

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>5</b>
<b>ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ.....</b>	<b>12</b>
<b>ГЛАВА 1. Геологический очерк Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана.....</b>	<b>13</b>
1.1. <i>История изучения.....</i>	<i>13</i>
1.2. <i>Геологическое строение Калба-Нарымской структурно-формационной зоны.....</i>	<i>21</i>
1.3. <i>Схема корреляции магматических комплексов Калба-Нарымского батолита .....</i>	<i>31</i>
<b>ГЛАВА 2. Калбинский гранодиорит-гранитный комплекс .....</b>	<b>43</b>
2.1 <i>Геологическая позиция.....</i>	<i>45</i>
2.2. <i>Петрография и минеральный состав.....</i>	<i>51</i>
2.3 <i>Вещественный состав.....</i>	<i>54</i>
2.4 <i>Возраст.....</i>	<i>65</i>
<b>ГЛАВА 3. Монастырский лейкогранитный комплекс .....</b>	<b>70</b>
3.1 <i>Геологическая позиция.....</i>	<i>71</i>
3.2. <i>Петрография и минеральный состав.....</i>	<i>76</i>
3.3 <i>Вещественный состав.....</i>	<i>79</i>
3.4 <i>Возраст.....</i>	<i>91</i>
<b>ГЛАВА 4. Каиндинский гранитный комплекс .....</b>	<b>95</b>
4.1 <i>Геологическая позиция.....</i>	<i>98</i>
4.2. <i>Петрография и минеральный состав.....</i>	<i>104</i>
4.3 <i>Вещественный состав.....</i>	<i>107</i>
4.4 <i>Возраст.....</i>	<i>116</i>
<b>ГЛАВА 5. Сравнительная характеристика гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита.....</b>	<b>121</b>
<b>ГЛАВА 6. Петролого-геохимическое моделирование образования гранитоидов.....</b>	<b>129</b>

6.1. Критерии оценки петрологического моделирования.....	130
6.2. Оценка условий плавления.....	134
6.3. Выбор и обоснование субстратов.....	137
6.4. Петрогенезис пород гранодиорит-гранитной ассоциации.....	154
6.5. Петрогенезис пород лейкогранитной ассоциации.....	164
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>178</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	<b>184</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЯ.....</b>	<b>196</b>



## 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 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 возраста, расчленения 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 осадками девон-раннекаменноугольного возраста. Также детально рассмотрены потенциальные субстраты гранитоидов – осадочные и метаосадочные породы и metabазиты распространённые на территории Калба-Нарымской зоны и сопряженной Иртышской зоны 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 петрохимического и редкоэлементного составов.
3. Проведение U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопных исследований для определения возраста, интервала формирования, порядка внедрения и природы субстратов гранитоидов.
4. Исследование химического состава потенциальных субстратов для гранитоидов: метаосадочных и metabазитовых 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 Алтай – 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 РФФИ 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 микронзондовым 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 микронзонде 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+.

### **Защищаемые положения:**

1. Формирование Калба-Нарымского батолита произошло в раннепермское время, общая длительность формирования гранитоидных комплексов батолита – 20 млн лет. Выделяется два этапа формирования батолита: 296-286 млн лет – формирование основной части батолита

(калбинский и каиндинский комплексы) и 284-276 млн лет – формирование ряда крупных массивов в северо-западной части рассматриваемого полигона (монастырский комплекс).

2. Первый этап формирования Калба-Нарымского батолита представлен породами гранодиорит-гранитной ассоциации, для которой характерны широкие вариации составов ( $\text{SiO}_2=63-73$ ,  $\text{MgO}=0.16-1.87$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3=1.25-6.68$ ,  $\text{CaO}=0.64-3.15$  мас.%), слабopоложительные значения  $\epsilon\text{Nd}(t)=+0,8 - +3,3$ , и вариации изотопного состава стронция в интервале  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T) = 0,7036-0,7059$ . Образование данных пород произошло в результате плавления осадочно-метаморфических субстратов Калба-Нарымской зоны с участием выплавов из метабазитовых пород.

3. На втором этапе формирования Калба-Нарымского батолита происходило внедрение пород лейкогранитной ассоциации, для которой характерны высокие значения  $\text{SiO}_2=73-77$  мас.%, железистый состав и относительное обогащение высоkozарядными (Hf, Ta, Nb, Zr, Y), редкоземельными (кроме Eu), а также Li, F, B. Породы лейкогранитной ассоциации отличаются высокими значениями  $\epsilon\text{Nd}(T)= +3,5 - +5,3$  и низкими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (T) = 0,7010-0,7026$ . Особенности их геологической позиции, вещественного состава предполагают самостоятельный этап магмообразования при плавлении осадочно-метаморфических субстратов Калба-Нарымской зоны в присутствии флюида.

**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 metabазитов Калба-Нарымской зоны. На основе петрогенетического моделирования обоснован вклад метапелитовых и metabазитовых 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 пункту 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, шести глав и заключения, изложена на 194 страницах, содержит 69 рисунков и 21 таблицу. Список литературы включает 139 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. Выражается благодарность за ценные советы и 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.. Также выражается 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. Вишневному 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.

## ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

ASI – индекс насыщения глиноземом, молекулярное отношение ( $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$ )

A/NK – молекулярное отношение  $Al/(Na+K)$

MALI – щелочно-известковистый индекс ( $Na_2O+K_2O-CaO$ )

HFSE – высокозарядные элементы

РЗЭ, REE – редкоземельные элементы (rare earth elements)

HREE – тяжелые редкоземельные элементы

LREE – лёгкие редкоземельные элементы

#Fe – индекс железистости ( $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ )

Bt – биотит

Pl – плагиоклаз

Q – кварц

Ms – мусковит

Kfs – калиевый полевой шпат

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс



# ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

## 1.1 История изучения

Основная часть Калба-Нарымской зоны расположена на территории Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан и является юго-западной частью Алтая (рис. 1.1). На северо-западе вещественно-структурные комплексы Калба-Нарыма прослеживаются на территорию России, где перекрываются мезокайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юго-востоке протягиваются в Китай и Монголию. В геоморфологическом плане рассматриваемая зона относится к Калбинскому хребту, расположенному в правобережье р. Иртыш и Бухтарминского водохранилища, и Нарымскому хребту, являющемуся водоразделом р. Нарым и р. Курчум. В юго-западном направлении данные хребты выгораживают и переходят в Казахский мелкосопочник (Сары-арка).

Калба-Нарымский район – один из старейших горнорудных районов Казахстана, история изучения которого началась ещё в конце XIX века. Особое внимание издавна привлекали обнаруженные в данном районе многочисленные проявления золота и редких металлов. История изучения Калба-Нарымской зоны детально изложена в работах [Елисеев, 1938; Щерба, 1957; Нехорошев, 1958; Дьячков, 1979; Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994, Щерба и др., 1998 и др.].

Первая геологическая карта Калба-Нарымского пояса была составлена под руководством П.А. Чихачева в 1845 г. Обнаружение здесь проявлений золота способствовало началу систематических исследований, проводимых В.А. Обручевым, Н.Н. Павловым, М.Э. Янишевским (1911-1916 гг.) и составлению мелкомасштабной геологической карты Калбы. Уже в работах этих учёных появились первые данные о разном возрасте гранитоидов Калба-Нарымского батолита.



**Рис. 1.1.** Географическое положение изучаемого полигона на космоснимке Landsat7 (Google Earth)

В 30-е годы XX века была заложена основа представлений о геологии и металлогении Калбы, выявлены и разведаны несколько коренных и россыпных месторождений олова и вольфрама. Открытие этих месторождений явилось толчком для бурного роста поисково-разведочных работ в Восточном Казахстане, которые проводились под руководством Н.А. Елисеева, В.П. Нехорошева, Б.Н. Ерофеева, Н.К. Морозенко и других. В 1934 г. в восточной части Калба-Нарымской зоны были проведены геолого-съёмочные работы масштаба 1:100 000, которые позволили выявить основные черты геологического строения полигона. В.П. Нехорошев обосновал стратиграфическую схему района, выделив отложения такырской, промежуточной и даланкаринской свит позднедевонского и раннекаменноугольного возраста [Нехорошев, 1956]. Одновременно с этим, многими учёными предпринимались попытки систематизации гранитоидов. По мнению Н.А. Елисеева в Калба-Нарымской зоне формировались два разновозрастных комплекса гранитоидов (змеиногорский и калбинский), сопровождавшихся соответственно полиметаллическим и редкометалльным оруденением [Елисеев, 1938]. В составе калбинского комплекса им выделялись гранитоидная и жильная фазы. В.А. Калюжным выделялись две фазы интрузий: I фаза – двуслюдяные граниты (прииртышские) с олово-вольфрамовым гидротермальным и редкометалльным пегматитовым оруденением; II фаза – биотитовые грубозернистые субщелочные граниты с бедной минерализацией.

В годы Великой Отечественной войны в результате поисково-разведочных работ на территории Восточного Казахстана был открыт ряд олово-вольфрамовых месторождений, а также составлено несколько детальных геологических карт по различным массивам гранитоидов. В 1938-1941 и 1948-1950 гг. в Нарымском хребте геологические исследования проводил Г.Н. Щерба, обобщивший полученные материалы в монографии [1957]. В составе калбинского комплекса он выделил три группы гранитоидов: I – гранодиориты, II – среднезернистые граниты, III – мелкозернистые граниты. Так же им было высказано предположение о докалбинском возрасте золотого оруденения, что было подтверждено в ходе крупномасштабных геокартографических работ.

Исследования первой половины XX века, несмотря на дискуссионность отдельных представлений, имели большое значение для изучения гранитоидного магматизма и металлогении региона.

Послевоенный этап изучения Калба-Нарымской зоны характеризуется проведением планомерных средне- и крупномасштабных геологических съемок, более детальным изучением магматизма и редкометалльной металлогении, составлением различных сводок, геологических, тектонических и прогнозно-металлогенических карт, детальной разведкой ряда месторождений.

В 50-е годы на среднемасштабных геологических картах уже выделялись две разновозрастные группы пермских гранитоидов: порфиридные биотитовые граниты калбинского типа и крупнозернистые лейкограниты монастырского типа, которые рассматривались в составе единого многофазного калбинского комплекса или самостоятельных комплексов – калбинского и монастырского [Абдулкабирова, Строева, 1955; Щерба, 1957]. Большинство исследователей связывали главное редкометалльное оруденение с поздними фазами калбинского комплекса [Щерба, 1957; Шавло, 1958] или даже с монастырским комплексом. В работе [Абдулкабирова, Строева, 1955] основные редкометалльные месторождения считались производными калбинских гранитов, а В.И. Кузнецовым – I фазы калбинского комплекса.

При изучении металлогении Калба-Нарымской зоны большое внимание уделялось анализу её глубинного строения. Так в работах Г.Н. Щербы [1957, 1970, 1975] была высказана и развита идея о «глубинных подвижных зонах» повышенной металлоносности. Связь между магматизмом и рудоносностью тектонических зон также рассматривались в работах П.Ф. Иванкина, А.К. Каюпова, В.С. Кузбного, Г.П. Нахтигалья и других.

Период 60-70-х годов – время крупномасштабного картирования, составления детальных карт и более углубленного изучения гранитоидов Калбы и Нарыма. Детальными петрологическими исследованиями подтверждена и дополнительно обоснована многофазность формирования гранитоидных комплексов и связанного с ними оруденения. Уточнен объём пород главной фазы

калбинского комплекса [Дьячков, 1972]. Также был подтверждён докалбинский возраст гипабиссальных интрузий плагиогранитов [Дьячков, Мысник, 1968]. В дальнейшем эти плагиогранитоидные интрузивы были выделены в отдельный позднекаменноугольный комплекс [Дьячков и др., 1968; Дьячков, 1972]. Наиболее молодые постгранитные дайки пестрого состава (от габбро-диабазов и диоритовых порфиритов до гранит-порфиров и онгонитов), пересекающие Калба-Нарымский батолит в северо-восточном направлении, были отнесены к самостоятельному миролюбовскому комплексу (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>) [Дьячков, 1979].

В 80-ые годы XX века, в связи с накоплением значительного объёма знаний о геологии Калба-Нарымского батолита наметились определённые дискуссии о магматизме района. В монографии [Лопатников и др., 1982] обоснована новая детальная схема магматизма, в которой, помимо известных, выделены кушбарлыкский, калгутинский, курчумский комплексы; при этом в составе кунушского комплекса раннекаменноугольного возраста рассматриваются только плагиогранитоиды. В других работах [Щерба и др., 1984, Дьячков и др., 1986; Шулыгин, Навозов, 1986] кунушский комплекс рассматривается как более молодой (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) и в другом объёме. Также дискуссии вызвало выделение вавилонского [Щерба и др., 1984] и кушбарлыкского [Лопатников и др., 1982] габброидных комплексов. Выделен новый габброидный комплекс C<sub>2-3</sub>, имеющий различные названия в работах разных авторов: карабирюкский [Щерба и др. 1971], жанатайский [Шулыгин, Навозов, 1986] или джельтаусский [Журутин, Лопатников, 1987]. Также дискуссии вызывало выделение наиболее молодого гранитного каиндинского комплекса [Шулыгин, Навозов, 1985; Шулыгин, Навозов, 1986] на основании срезания дайковых пород монастырского комплекса более молодыми биотитовыми порфировидными гранитами в южной части Каиндинского массива. В работе [Бескин и др., 1979] предлагается наряду с калбинским и монастырским ввести более поздний урунхайский субщелочно-гранитовый – пегматитовый комплекс. Но другими исследователями было отмечено, что для его выделения недостаточно фактического материала. По-разному понимался объём миролюбовского комплекса, в состав которого, кроме

даек порфиристов и порфиринов [Богданова, 1960; Щерба и др., 1971], включали тела гранит-лейкогранитов [Косалс и др., 1986] – вероятные аналоги калбинского или монастырского комплексов.

Также дискуссионным на этом этапе оставался вопрос рудоносности гранитоидов. И главный из них - вопрос о положении главного редкометалльно-пегматитового оруденения. В.В. Лопатников с соавторами [1982] связывали пегматитовые месторождения с заключительной жильной фазой калбинского комплекса, а А.Н. Леонтьев [1969] считал более рудоносной фазу дополнительных интрузий. Не ясным оставалось положение в схеме альбит-грейзеновых метасоматитов с олово-танталовым оруденением, которое связывалось с калгутинским [Лопатников и др., 1982] или калбинским комплексами [Щерба и др., 1984].

На этом этапе также проводились попытки различной систематики месторождений Калба-Нарымской зоны. Классификация месторождений по морфогенетическим признакам представлена в работах [Шавло, 1958; Щерба и др., 1984]. Ими выделялись пегматитовый, грейзеновый, кварцевожильный, кварцевожильно-грейзеновый и россыпной типы месторождений. Первая классификация пегматитов Калба-Нарымского батолита впервые приведена в работе [Шавло, 1958]. Также систематика редкометалльных месторождений проводилась на рудно-формационной основе [Дьячков, 1972; Щерба и др., 1987]. В работах [Пушко и др., 1980; Лопатников и др., 1982] классификация месторождений основана на принципе минеральных ассоциаций.

Начало 90-х годов XX века ознаменовалось практически полным прекращением геологических исследований на территории Восточного Казахстана, что было связано с общей стагнацией экономик бывших республик СССР и почти полной остановкой финансирования Академии наук Республики Казахстан. Начатая в 1985 году программа комплексного изучения Юго-Западного Алтая под названием «Рудный Алтай» не была до конца реализована. Итогом программы являлась обобщающая работа «Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай)» [Дьячков и др., 1994], хотя



предполагалось отразить результаты исследований в 4-томной коллективной монографии.

Одной из первых работ, написанной после перестройки и вносившей изменения в существующие схемы магматизма являлся препринт А.П. Пономаревой и А.Ю. Туровина [1993]. Новизной этой работы являлось разделение на основе петрохимических, минералогических и структурных особенностей гранитов калбинского комплекса на две ассоциации: гранодиорит-гранит-лейкогранитную и гранит-лейкогранитную.

В конце 90-х силами сотрудников Академии наук Республики Казахстан было проведено обобщение ранее полученных данных по геологическому строению и полезным ископаемым Большого Алтая, результатом которого явилась 3-томная монография «Большой Алтай». Первая книга описывает геологическое строение и историю тектонического развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы [Щерба и др., 1998]. Во второй книге – освещена металлогения Большого Алтая и приведены оценки его минеральных ресурсов [Щерба и др., 2000]. Третья книга содержит характеристику нерудного сырья Большого Алтая и оценку его значимости [Сапаргалиев и др., 2003].

В начале 90-х годов особенности геологического строения Восточного Казахстана стали рассматриваться с современных геодинамических позиций. Появились представления о процессах скольжения и столкновения в позднем палеозое Сибирской и Казахстанской литосферных плит, выделены геотектонические структурно-формационные зоны, развиты плейт-тектонические представления об эволюции этой территории [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Хаин, 2001 и др.]. Одной из важных геотектонических проблем являлось исследование крупноамплитудных сдвиговых зон и роли деформаций в процессах магматизма, метаморфизма и эволюции земной коры. Особый интерес вызывает Иртышская сдвиговая зона, как один из главных структурных элементов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [Şengör et al., 1993; Берзин, Кунгурцев, 1996; Травин и др., 2001; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003]. Кроме того, стали появляться

новые U-Pb и Ar-Ar геохронологические, Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные, что позволило по-новому взглянуть на проблемы гранитоидного магматизма региона [Владимиров и др., 2001, 2003, 2005, 2008; Травин и др., 2001; Куйбида и др., 2009; Ермолов, 2013].

В конце 90-ых – начале 2000-ых, в результате истощения минерально-сырьевой базы Республики Казахстан, возникла необходимость продолжения геолого-съёмочных и поисково-разведочных работ на территории Калба-Нарымского батолита. Геолого-разведочная компания «Топаз» (ранее «Востказгеология», Республика Казахстан) получила правительственный заказ на проведение работ по геологическому доизучению площадей Калба-Нарымской зоны (ГДП-200). В результате этих работ был построен ряд уточнённых геологических карт масштаба 1:200 000 на территории Калба-Нарымского полигона, выполнена переоценка рудных узлов. Так же опубликован ряд работ по металлогении района и систематики месторождений [Навозов и др., 2007; Пушко, Навозов, 2010; Дьячков, 2012], по генетической связи месторождений и различных интрузий [Навозов и др., 2010], стратиграфии [Навозов, 2006; Навозов и др., 2009, 2010].

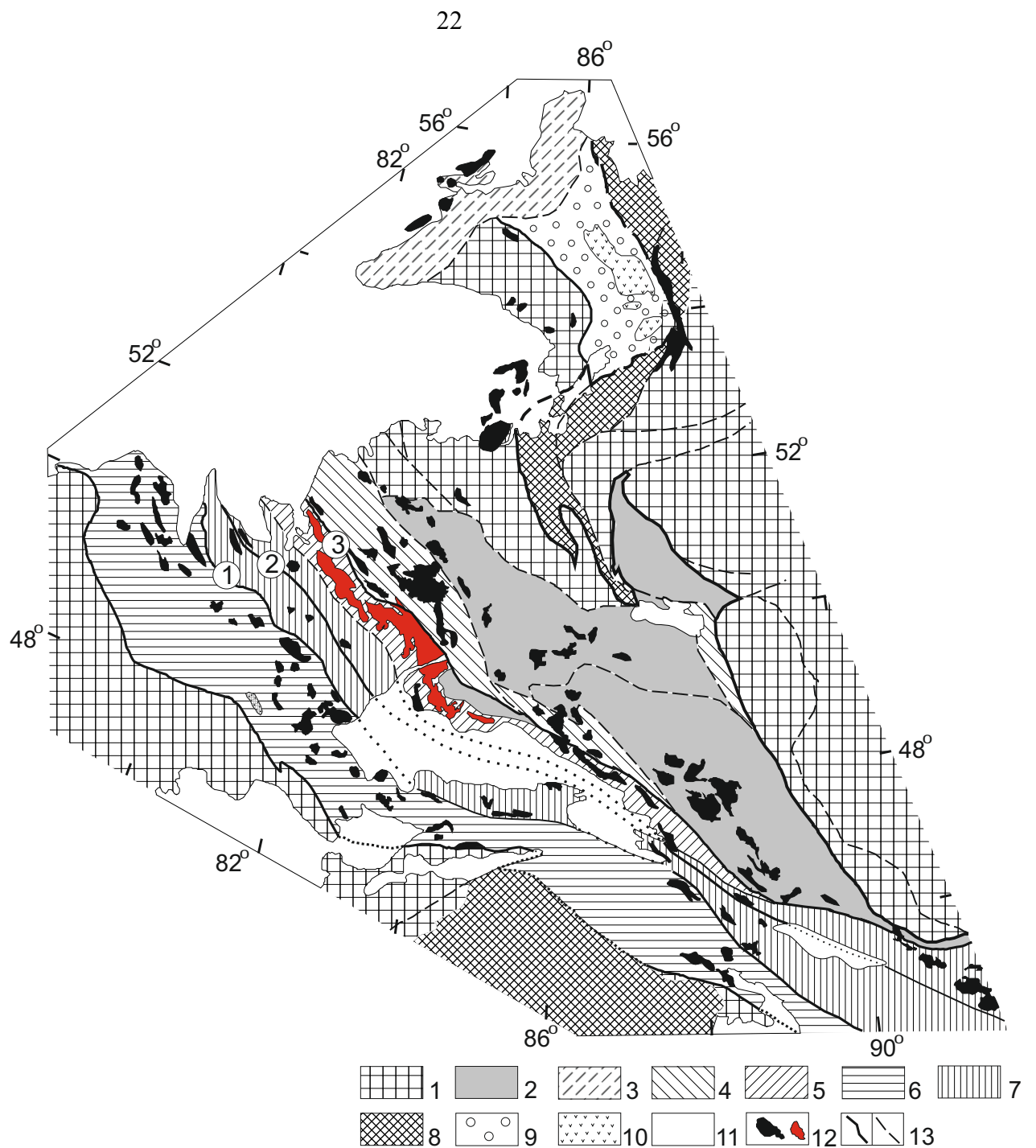
В последние годы возобновилось сотрудничество между российскими и казахстанскими геологами; сотрудники ИГМ СО РАН проводят совместные работы с сотрудниками ТОО «АГЭИ», ТОО «ГРК Топаз», ВКТГУ (г. Усть-Каменогорск). Основная часть этих работ посвящена изучению геологических структур Восточного Казахстана с использованием современных прецизионных аналитических методов. В части изучения магматизма региона основное внимание уделяется ранее не проводившимся в достаточных объёмах петролого-геохимическим (микронзондовые и термобарогеохимические исследования, РФА, ICP-MS), изотопным (Rb-Sr, Sm-Nd,  $\delta^{18}\text{O}$ ) и геохронологическим (U-Pb, Ar-Ar) исследованиям и выявлению закономерностей эволюции магматизма с современных геодинамических позиций. Результаты этих исследований, недавно опубликованных с участием автора [Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016], легли в основу настоящей работы.



## 1.2. Геологическое строение Калба-Нарымской структурно-формационной зоны

Калба-Нарымская зона представляет собой преддуговой прогиб, выполненный девон-каменноугольными песчаными и черносланцевыми отложениями, который является частью западного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), эволюция которого детально описана в работах [Моссаковский и др., 1993; Sengor et al., 1993; Хаин, 2001 и др.]. В герцинское время данный регион развивался в составе Алтайской аккреционно-коллизийной системы (рис. 1.2) при постепенном сближении и одновременном проворачивании по часовой стрелке Сибирского и Казахстанского континента в результате закрытия Обь-Зайсанского палеоокеана [Владимиров и др., 2003]. Обь-Зайсанский палеоокеанический бассейн взаимодействовал с Сибирским и Казахстанским континентами в виде двух косых субдукционных зон – Рудно-Алтайской и Жарма-Саурской соответственно. К середине карбона океанический бассейн полностью закрылся, что подтверждается наличием молассовых отложений, и дальнейшая эволюция данного региона протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций. [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005].

На современном уровне эрозионного среза Алтайская аккреционно-коллизийная система герцинского возраста представляет собой фрагмент орогена с северо-западным простиранием основных структур, на севере перекрытых мезо-кайнозойскими отложениями Западной Сибири, а на юге прослеживающийся в Китай и Монгольский Алтай. Центральное положение в структуре Алтайской аккреционно-коллизийной системы занимает Чарская или Западно-Калбинская палеоокеаническая зона, имеющая сложное покровно-надвиговое строение и представленная офиолитовыми комплексами, олистостромами и метаморфизованными вулканогенно-осадочными комплексами [Добрецов и др., 1980; Ермолов и др., 1983; Хаин, 2001]. На юго-западе Чарская



**Рис.1.2** Генерализованная тектоническая схема Алтайской аккреционно-коллизонной системы [Владимиров и др., 2003]

1 - неопротерозойские-раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 - Алтае-Монгольский микроконтинент; 3-8 - окраинно-континентальные и океанические террейны средне-позднепалеозойского возраста : 3 - Колывань-Томский пассивной (?) окраины, 4 - Рудно-Алтайский островодужный, 5 - Калба-Нарымский турбидитовый, 6 - Жарма-Саурский островодужный, 7 - Чарский океанический, 8 - Кузнецко-Алатауский и Джунгарский океанические поднятия и/или группы симаунтов; 9 - Кузнецкий осадочный бассейн, включая 10 - траппы триасового возраста; 11 - кайнозойские отложения; 12 - гранитоиды в возрастном диапазоне от карбона до ранней перми включительно, красным цветом выделены гранитоиды Калба-Нарымского батолита; 13 - разломы (достоверные и предполагаемые), в том числе показаны главные сдвиги с левосторонней кинематикой (1 - Жарма-Саурский, 2 - Чарский, 3 - Иртышский)

зона граничит с Жарма-Саурской островодужной зоной, представляющей девон-каменноугольный вулканоплутонический пояс, развившийся на каледонском основании. На северо-восток от Западно-Калбинской палеоокеанической зоны протягивается Калба-Нарымская зона, представляющая собой аккреционный комплекс, сложенный интенсивно смятыми черносланцевыми и песчано-сланцевыми толщами.

Далее на северо-восток располагается Иртышская зона смятия или Иртышская сдвиговая зона, примыкающая к Калба-Нарымской зоне и частично затрагивающая её структурно-вещественные комплексы. Эта зона смятия представляет собой шовную зону с левосдвиговой кинематикой северо-западного простирания с протяжённостью более 1000 км при ширине не превышающей 50 км. Согласно современным геодинамическим представлениям [Sengor et al., 1993; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Травин и др., 2001; Ермолов, 2013], её формирование связано с закрытием Обь-Зайсанского палеоокеана и вращением Сибирского и Казахстанского континентов относительно друг друга. В строении Иртышской зоны смятия участвуют блоки (пластины) двух типов: блоки кианит-ставролитсодержащих пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а также пластины, представленные метаморфитами более низких давлений и повышенных температур (различные мигматиты и гнейсы амфиболитовой фации). Данные блоки картируются на всём протяжении Иртышской зоны смятия и разделены между собой милонитами и бластомилонитами, уровень метаморфизма которых не превышает верхов зеленосланцевой фации. Существует две точки зрения на природу глубокометаморфизованных пород Иртышской зоны смятия. Согласно первой точке зрения, данные метаморфические пластины были сформированные в результате теплового воздействия габброидов и гранитоидов внедрившихся в зону смятия [Нехорошев, 1939]. Согласно другой - пластины глубокометаморфизованных пород представляют собой выходы на поверхность корневых частей (фундамента) Калба-Нарымской структурно-формационной зоны [Хорева, 1963; Ермолов, Полянский, 1980]. Исходя из последних изотопно-геохронологических и

изотопно-геохимических исследований [Ермолов, 2013], подтверждается точка зрения, о том, что данные породы относятся к глубинной метморфизованной части бассейна.

Несмотря на длительность и детальность изучения структур Иртышской зоны смятия возраст её заложения остаётся дискуссионным вопросом. Исходя из геологических взаимоотношений предполагается, что формирование зоны смятия произошло до раннего карбона [Ермолов и др., 2013]. На основании того, что позднедевонский этап развития Алтайской континентальной окраины характеризовался отсутствием признаков субдукции и широким развитием тектонических деформаций сдвиговой кинематики, предполагается, что заложение Иртышской зоны смятия происходило в позднем девоне [Крук и др., 2014]. В позднепалеозойской эволюции данной сдвиговой зоны, на основании Ar-Ar изотопного датирования, фиксируется два эпизода вязкопластичных и хрупких деформаций – 285-270 и 270-260 млн лет [Травин и др., 2001].

По отношению к Калба-Нарымскому батолиту, на основании структурных наблюдений однозначно доказано, что формирование гранитоидов имело синсдвиговую природу. В работах [Чиков, Зиновьев, 1996; Владимиров и др., 2003, 2005] в районе Бухтарминского водохранилища описаны многочисленные пластообразные тела гранитов калбинского комплекса, приуроченные к ослабленным зонам. Инъекции магматического материала имеют различную мощность, вплоть до формирования тонких жилообразных тел. Зафиксировано, что гранитоидные жилы деформируются совместно с метаморфическим матриксом с формированием структур растяжения или заполняют области растяжения, сохраняя интрузивный характер контактов. При этом разгнейсованность гранитоидов и наличие в них зон милонитизации указывает на то, что сдвиговые деформации продолжались после внедрения первых порций гранитоидной магмы [Владимиров и др., 2005].

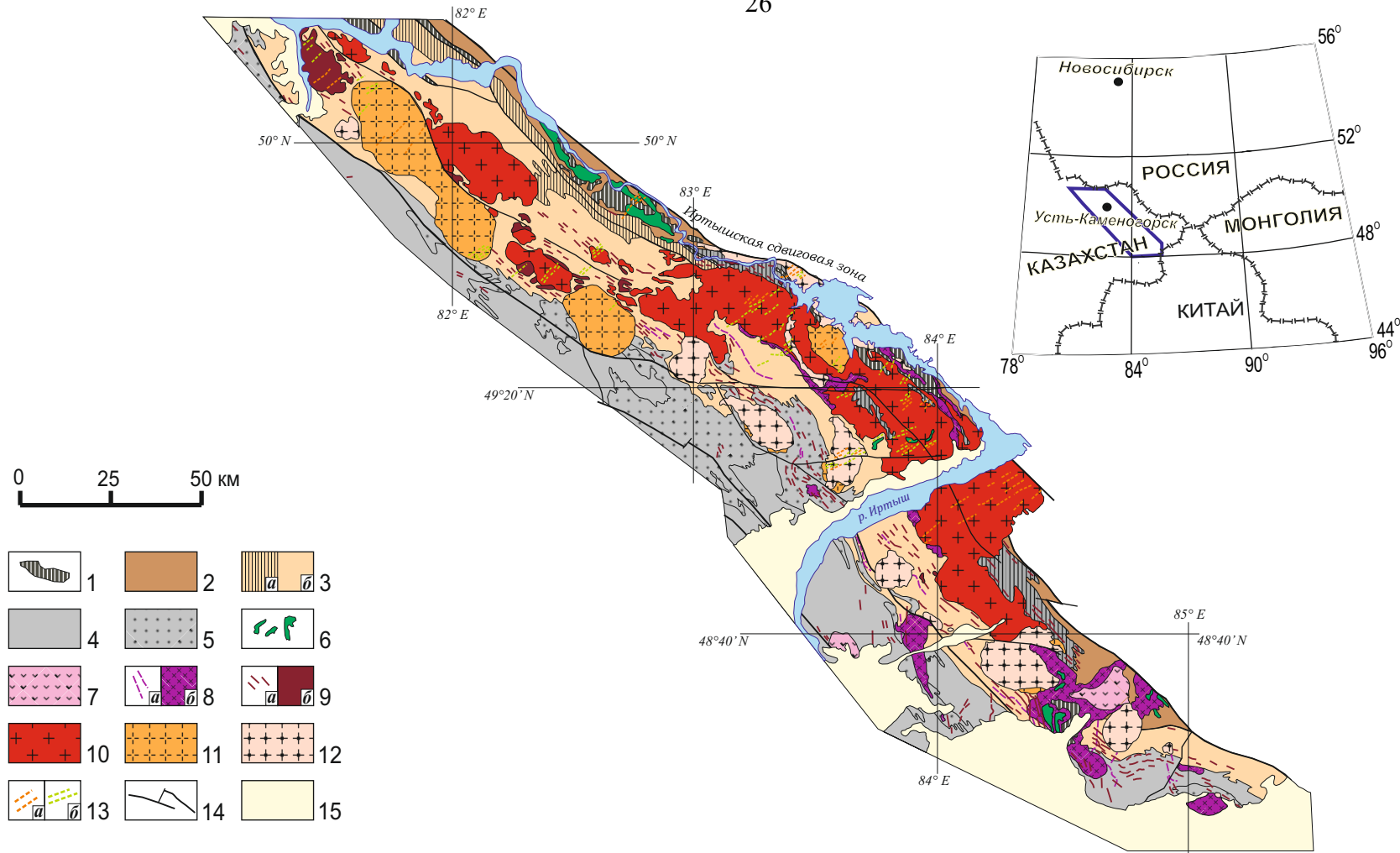
Присутствие большого объёма биотитовых и двуслюдяных гранитоидов в пределах Калба-Нарымской зоны, прорывающих осадочные, преимущественно черносланцевые толщи, а также наличие в примыкающей на северо-востоке

Иртышской зоне смятия блоков высокометаморфизованных пород, послужили основанием для интерпретации этого участка земной коры как самостоятельного блока докембрийской сиалической коры, причленившегося к Сибирскому кратону в раннем карбоне [Щерба и др., 1998; Дьячков, 2012]. При этом блоки метаморфических пород Иртышской зоны смятия рассматриваются как выходы на поверхность пород кристаллического фундамента зоны [Ермолов, 2013]. Согласно другим представлениям, Калба-Нарымская зона рассматривается как часть окраинно-континентального бассейна, заложенная на океаническом основании, испытавшая складчатость в ходе аккреционно-коллизийных процессов пояса [Ротараш и др., 1982; Берзин, Кунгурцев, 1996; Nokleberg 2010; Владимиров и др., 2008; Буслов, 2011].

Осадочные толщи Калба-Нарымской зоны представлены преимущественно черносланцевыми породами с возрастом от среднего девона до среднего карбона (рис. 1.3). Мощность осадочного слоя оценивается примерно в 7-10 км. Согласно последним результатам геологического доизучения площадей (ГДП-200), проводимого в 2010-2014 гг. ТОО ГРК «Топаз» [Навозов и др., 2009, 2014] 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 свита – аблакеткинская свита,  $D_3-C_{1t}$
- Бурабайская свита,  $C_{1v}$
- Даланкаринская свита,  $C_{1s}$
- Таубинская свита,  $C_{2b}$

Наиболее древней осадочной толщей, рассматриваемой в составе Калба-Нарымской зоны, является **пугачёвская свита ( $D_{2e}$ )**. Породы этой свиты обнажаются главным образом на границе Калба-Нарыма и Рудного Алтая – в пределах Иртышской зоны смятия, где они частично превращены в сланцы. В пределах Калба-Нарымской зоны эта свита имеет выходы на поверхность только в



**Рис 1.3.** Схема геологического строения Калба-Нарымского батолита. Составлена на основе рабочего макета геологической карты масштаба 1 : 500 000, созданного в ТОО ГРК «Топаз» (Навозов О.В., Караваева Г.С.), г. Усть-Каменогорск с изменениями [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.

южной части – юго-западнее Курчумского метаморфического блока от границы Казахстана и Китая до водораздельной части Нарымского хребта. Пугачёвская свита имеет преимущественно песчано-сланцевый состав, с прослоями и линзами фаунистически охарактеризованных известняков. В южной части зоны, помимо терригенных отложений, в состав данной свиты включаются прослои кислых эффузивов, мощностью 30-50 метров [Нехорошев, Есенов, 1967]. Основная часть пугачёвской свиты представлена серыми, темно- и светло-серыми, зеленоватыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и тонкоплитчатыми алевролитами. По данным [Хорева, 1963] состав гнейсов и кристаллических сланцев на правобережье Бухтарминского водохранилища аналогичен составу метаморфизованных отложений пугачевской свиты в районе Нарымского хребта, сменяющихся по простиранию, фаунистически охарактеризованными отложениями эйфельского яруса. Возраст свиты, на основании находок в линзах известняков остатков кораллов (ругоз), мшанок и лилий, принимается как эйфельский. Оценки общей мощности пугачёвской свиты варьируют в пределах – 1000 – 3000 метров [Нехорошев, Есенов, 1967].

На отложениях пугачевской свиты несогласно залегают породы **кыстав-курчумской свиты** ( $D_{2gv}$ ), относимой к углеродисто-известковисто-терригенной формации [Щерба и др., 1998]. Данная свита выделена в юго-восточной части Калба-Нарымской зоны, где она представлена темно-серыми алевропесчаниками, чёрными глинистыми сланцами с линзами известняков. Мощность свиты оценивается в 1000-1500 м. В остальной части Калба-Нарымской зоны породы этой свиты картируются узкой полосой вдоль кристаллических сланцев Иртышской зоны смятия, а также в виде отдельных ксеноблоков среди гранитоидов. Возраст свиты обосновывается находками в её отложениях фауны живетского возраста (табуляты, ругозы) [Нехорошев, Есенов, 1967]. В центральной части зоны исследуемые отложения обнажаются в виде крупных ксеноблоков (70x300 м.) внутри гранитоидов Калбинского батолита. Породы, представленные тёмноцветными песчаниками и алевролитами, частично ороговикованны и сильно рассланцованы. В северной части зоны свита сложена

переслаивающейся толщей чёрных глинистых сланцев, темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Породы выходят на поверхность в виде небольших пластин перемежающихся с зелёными сланцами актинолит-хлоритового состава.

Выше по разрезу на породах кыстав-курчумской свиты залегают черносланцевые толщи такырской серии  $D_3-C_1$  (свиты) - наиболее распространённые осадочные породы на современном эрозионном срезе Калба-Нарымской зоны. Отложения такырской серии прослеживаются широкой полосой от границы с Китаем на юго-востоке, до г. Семипалатинска на северо-западе. Общая мощность серии оценивается в 3000-3500 м. Взаимоотношения с нижележащей кыстав-курчумской свитой повсеместно тектонические, хотя в Нарымском хребте В.П. Нехорошевым был установлен постепенный переход между этими свитами [Нехорошев, Есенов, 1967]. Возраст отложений такырской серии фаунистически не обоснован и оценивается на основе палинологических анализов и геологических взаимоотношений с фаунистически охарактеризованными свитами. По данным последнего геологического картирования на территории Восточного Казахстана [Навозов и др., 2009], в составе такырской серии выделяются две свиты: аблакеткинская ( $D_3-C_{1t}$ ) и бурабайская ( $C_{1v}$ ).

**Аблакеткинская свита ( $D_3-C_{1t}$ )** представляет собой существенно алевролитовую толщу с небольшими прослоями мелкозернистых песчаников, прослеживающуюся относительно узкой полосой северо-западного простирания, в северо-восточной части Калба-Нарымской зоны. По литологическим характеристикам она подразделяется на две подсвиты. Для нижней подсвиты, мощностью до 900м., характерен глинистый, углисто-глинистый состав алевролитов, незначительная, но заметная известковистость пород. Верхняя, мощностью до 600м., характеризуется только углисто-глинистыми алевролитами и появлением маломощных прослоев мелкозернистых полимиктовых песчаников (до 10-20 см.). [Навозов и др., 2009]. Породы как нижней, так и верхней подсвит тонко рассланцованы и интенсивно кливажированны.



Отложения **бурабайской свиты (C<sub>1v</sub>)** согласно налегают на породы аблакеткинской свиты. Граница между свитами проводится по смене однородной чёрной углисто-глинистой толщи на сероцветную песчаниковую толщу. Породы бурабайской свиты широко распространены на территории Калба-Нарымской зоны и выходят на поверхность в виде полосы шириной до 20 км северо-западного простирания. Данная свита имеет однородный алевро-песчаный состав, сильно кливажирована, осложнена складчатостью, а также преимущественно является вмещающей для гранитоидов Калба-Нарымского батолита, что приводит к интенсивному ороговикованию осадков. Бурабайская свита по литолого-текстурным особенностям так же подразделяется на две подсвиты: нижнюю – существенно песчаниковую мощностью 950-1000 м и верхнюю – алевролитовую мощностью до 600 м [Навозов и др., 2009]. Данная свита представлена темно-серыми и серыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми, чёрными алевролитами и глинистыми сланцами. Обломочный материал песчаников представлен главным образом хорошо окатанными зёрнами кварца, плагиоклаза и полевого шпата, размером 0,1-0,5 мм. Породы сильно рассланцованы и интенсивно кливажированы. В результате наложенных процессов ороговикования под воздействием гранитоидов в осадочных породах часто проявляются новообразованные лейсты слюдистых минералов.

Отложения серпуховского яруса Калба-Нарымской зоны рассматриваются в составе **даланкаринской свиты (C<sub>1s</sub>)**, относимой к граувакковой формации [Щерба и др., 1998; Навозов и др., 2009]. Отложения даланкаринской свиты имеют широкое развитие в центральной части Калба-Нарыма, уменьшаясь по площади выходов в юго-восточном и северо-западном направлениях. В данную свиту объединяются серые, голубовато-серые средне- и мелкозернистые массивные полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с тонкослоистыми алевролитами и глинистыми сланцами. Согласно данным [Навозов и др., 2009, 2014], отложения даланкаринской свиты по литолого-текстурным особенностям подразделяются на две подсвиты: нижнюю – существенно песчаниковую,

мощностью 1300 м. и верхнюю, преимущественно алевролитовую, мощностью 300-600 м. Даланкаринские отложения согласно перекрывают черносланцевые породы бурабайской свиты. Возраст свиты надёжно установлен по фаунистическим остаткам пелеципод, гониатитов, флоре и данным палинологического анализа.

Осадочные породы башкирского яруса среднего карбона объединяются на территории Калба-Нарымской зоны в **таубинскую свиту (С<sub>2b</sub>)**, которую принято рассматривать в качестве молассовой прибрежно морской формации [Щерба и др., 1998; Навозов и др., 2009]. Среднекаменноугольные отложения широко развиты только в юго-западной части Калба-Нарымской и в соседней Западно-Калбинской зонах, на всей остальной части Калбы эти породы имеют весьма ограниченное распространение. В таубинскую свиту объединяются переслаивающиеся разномерные полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты с линзами фаунистически охарактеризованных известняков. Мощность свиты около 2000 м. Породы таубинской свиты залегают на нижнекаменноугольных отложениях даланкаринской свиты с перерывом и несогласием. Возраст таубинских отложений устанавливается как башкирский на основании наличия в осадках фауны морских пелеципод, брахиопод, гониатитов, флоры, споро-пыльцевого анализа.

Осадочные породы моложе среднекаменноугольных отложений таубинской свиты в пределах Калба-Нарымской зоны неизвестны. Дальнейшая история региона связана с внедрением гипабиссальных и плутонических тел в интервале от позднего карбона до границы ранней-средней перми. Схема магматизма, состав, структура и возраст интрузивов Калба-Нарымской зоны рассмотрены далее.

### **1.3. Схема корреляции магматических комплексов Калба-Нарымского батолита**

Магматические комплексы, слагающие Калба-Нарымский батолит, описаны во многих обобщающих работах и статьях [Щерба, 1957; Нехорошев, 1958; Дьячков, 1972; Щерба и др., 1972; Кузубный, 1975; Лопатников и др., 1982; Шулыгин, Навозов, 1984; Шулыгин, Навозов, 1986; Журутин, Лопатников, 1987; Пономарева, Туровинин, 1993; Дьячков и др., 1994; Дьячков и др., 1998; Навозов и др., 2011], а также в отчётах геологического картирования данной территории. В этих работах показаны результаты многолетних детальных геологических, петрографических, минералогических, петрохимических исследований, приведены различные подходы к систематике магматитов Калба-Нарыма. Вместе с тем многие вопросы магматической геологии данного района остаются дискуссионными: 1) соотношение отдельных магматических комплексов и фаз гранитоидов; 2) различный подход к выделению магматических фаз и комплексов; 3) возраст, объём, состав ряда комплексов; 4) геолого-структурное положение и условия формирования рудоносных и безрудных гранитов; 5) неопределённость результатов изотопного датирования; 6) критерии рудоносности, закономерности распределения и возраст различных рудопроявлений.

На основании многолетних исследований, проведённых несколькими коллективами специалистов было создано несколько схем магматизма [Лопатников и др., 1982; Шулыгин, Навозов, 1986; Журутин, Лопатников, 1987; Пономарева, Туровинин, 1993; Дьячков и др., 1994; Навозов и др., 2010]. Сопоставление различных схем магматизма с привязкой к геохронологической шкале показано в таблице 1.1.

Рассмотрим детально выделение различных магматических комплексов в соответствии с предложенными схемами магматизма.

**Табл. 1.1** Схемы корреляции магматических комплексов Калба-Нарымской зоны, предложенные различными группами исследователей

Возрастные рубежи	Лопатников и др., 1982 Журутин, Лопатников, 1982	Дьячков и др, 1994; Большой Алтай 1998	Шулыгин, Навозов, 1986; Навозов и др., 2011	Пономарева, Туровинин, 1993; Владимиров и др., 2001
<b>T<sub>1</sub></b> (251-245 млн лет)	<i>Мирлюбовский дайковый комплекс (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>):</i> дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров	<i>Мирлюбовский комплекс (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>):</i> габбро-диабазы, диабазовые порфириты, монцонит-порфириты и диоритовые порфириты; гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры	<i>Мирлюбовский комплекс (T):</i> I фаза –оливиновые диабазы и диабазовые порфириты; II фаза – диабазы, диоритовые порфириты, кварцевые монцониты; III фаза – гранодиорит-, гранит-порфиры, кварцевые порфиры	<i>Мирлюбовский комплекс (возраст не определялся)</i>  <i>Монастырский лейкогранитный комплекс (T<sub>2,3</sub>)</i>
<b>P<sub>3</sub></b> (260-251 млн лет)			<i>Каиндинский комплекс (P<sub>3</sub>):</i> I фаза –граниты ср., крупнозернистые порфировидные; II фаза – граниты ср.-, мелкозернистые биотитовые; III фаза – аплиты, пегматиты, кварцевые жилы	<i>Позднекалбинский гранит-лейкогранитный комплекс (P<sub>3</sub>)</i>
<b>P<sub>2</sub></b> (270-260 млн лет)	<i>Монастырский комплекс (P<sub>2</sub>):</i> I фаза – крупнозернистые лейкократовые граниты; II фаза – ср.-, мелкозернистые лейкократовые граниты; III фаза – жильные граниты, аплиты, пегматиты	<i>Монастырский комплекс (P<sub>1,2</sub>):</i> I фаза – крупнозернистые лейкограниты; II фаза – среднезернистые лейкограниты; III фаза – мелкозернистые граниты и лейкограниты	<i>Монастырский комплекс (P<sub>2</sub>):</i> I фаза –граниты лейкократовые крупнозернистые порфировидные; II фаза – лейкократовые граниты ср.-, мелкозернистые; III фаза – жильные граниты, аплиты, пегматиты	
<b>P<sub>1</sub></b> (299-270 млн лет)	<i>Калбинский комплекс (P<sub>1</sub>):</i> I фаза – биотитовые граниты, гранодиориты; II фаза – биотитовые и двуслюдяные граниты; III фаза –	<i>Калбинский комплекс (P<sub>1</sub>):</i> I фаза – порфировидные граниты, гранодиориты, мелкозернистые граниты	<i>Калбинский комплекс (P<sub>1</sub>):</i> I фаза –граниты, биотитовые гранодиориты порфировидные; II фаза – биотитовые и	<i>Раннекалбинский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс (P<sub>1</sub>)</i>

	лейкократовые граниты, аплитовидные граниты, пегматиты; IV фаза – крупнозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты, кварцевые жилы	дополнительных интрузий и жильные породы; II фаза – биотитовые и мусковитизированные граниты, дополнительные интрузии и жильные породы	двуслюдяные граниты ср.-мелкозернистые; III фаза – жильные граниты, аплиты, пегматиты	
<b>C<sub>3</sub></b> (306-299 млн лет)	<b>Калгутинская вулканоплутоническая ассоциация (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>):</b> курчумский комплекс гранитоидов (C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub> ) комплекс межгранитных даек (C <sub>3</sub> ); калгутинский вулканоплутонический комплекс (C <sub>3</sub> );	<b>Кунушский комплекс (C<sub>3</sub>):</b> плагиограниты, плагиогранит-порфиры, аплиты и др. <b>Калгутинский комплекс (C<sub>3</sub>):</b> эффузивно-пирокластические породы кислого состава, субвулканические интрузии гранодиорит-порфиров и риолит-дацитов;	<b>Кунушский комплекс (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>):</b> I фаза – плагиогранит-порфиры, кварцевые порфиры; II фаза – плагиограниты; III фаза – аплиты, пегматиты <b>Калгутинский комплекс (C<sub>3</sub>):</b> I фаза – гранодиориты; II фаза – порфировидные граниты; III фаза – аплиты, гранит-, гранодиорит-порфиры;	
<b>C<sub>2</sub></b> (318-306 млн лет)	<b>Модыбайская серия (C<sub>2-3</sub>):</b> джельтаусский габброидный и модыбайский гранит-гранодиоритовый комплексы; <b>Катойский комплекс (C<sub>2-3</sub>):</b> диабазовые, габбро-диоритовые, диоритовые порфиры	<b>Карабирюкский комплекс (C<sub>2-3</sub>):</b> габброиды, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, метаморфизованные дайки габбро-диабазов	<b>Жанатайский комплекс (C<sub>2-3</sub>):</b> штоки диабазовых порфиритов, габбро-диоритов, диоритов и дайки габбро-порфиритов, диоритовых и диабазовых порфиритов	<b>Калгутинский габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитный комплекс (C<sub>2</sub>)</b>  <b>Кунушский плагиогранитный комплекс (возраст не определялся)</b>
<b>C<sub>1</sub></b> (359-318 млн лет)	<b>Кунушская серия (C<sub>1</sub>):</b> кушбарлыкский габброидный комплекс и кунушский плагиогранитный комплекс	<b>Вавилонский комплекс (C<sub>1</sub>?):</b> амфиболитизированное габбро, габбро-диабазы, серпентинизированные ультрабазиты		

*Комплекс габброидов средне-позднекаменноугольного возраста.* Эти породы выделяются в различных схемах под различными названиями: комплекс нерасчленённых габброидов [Лопатников и др., 1982], жанатайский [Шулыгин, Навозов, 1986; Навозов и др., 2010], джелтаусский [Журутин, Лопатников, 1987], карабирюкский [Дьячков и др., 1994]. В схеме магматизма принятой для последнего этапа геолого-съёмочных работ (ГДП-200) за габброидами закреплено название жанатайского комплекса. Данный комплекс представлен разнообразными породами основного и среднего состава: мелкие массивы, сложенные габбродиоритами, диоритами, а также дайки представленные долеритами, габбро-порфиритами, диоритовыми порфиритами. Нижняя возрастная граница комплекса определена как  $S_2$ , поскольку габброидами прорываются фаунистически охарактеризованные среднекаменноугольные осадки таубинской свиты. Т.к. дайки габброидов секутся плагиогранитоидами кунушского комплекса, гранитоидами калгутинского и калбинского комплексов их верхнюю возрастную границу, с долей условности, принято считать как верхнекаменноугольную. Позднекаменноугольный возраст габброидных массивов подтвержден проведённым U-Pb изотопными исследованиями магматических цирконов из габброидов Суровско-Таловского и Кызыл-Соранского массивов, для которых получен возраст 317-312 млн лет [Хромых, Изох, 2016].

*Кунушский комплекс.* В работах [Лопатников и др., 1982; Журутин, Лопатников, 1987] выделяется кунушская серия пород, состоящая из габбро-диабазового кушбарлыкского комплекса и плагиогранитного кунушского комплекса. Кунушский комплекс сложен малыми телами и роями даек биотитовых плагиогранитов, плагиогранит-порфиров и тоналитов. Возраст плагиогранитоидов в этих работах считается раннекаменноугольным. В работах [Шулыгин, Навозов, 1984, 1986; Навозов и др., 2010] кунушский комплекс также включает в себя только плагиогранитную группу пород и представлен плагиогранит-порфирами, альбитофирами (I фаза), мелко- и среднезернистыми плагиогранитами (II фаза), аплитовидными гранитами, пегматитами (III фаза). Перечисленные породы также слагают пояса даек северо-западного простирания

и мелкие массивы. Однако возраст этих пород устанавливается как  $C_3-P_1$ , на основании рассечения плагиогранитами интрузивов калгутинского комплекса и осадков среднего карбона, а также прорыванием кунушских массивов гранитоидами пермского возраста (калбинский, монастырский, каиндинский комплексы). В работе [Дьячков и др., 1994] в составе кунушского комплекса, помимо плагиогранитов, рассматриваются кварцевые диориты, роговообманково-биотитовые гранодиориты, гранодиорит-порфиры. Возраст по геологическим данным устанавливается как позднекаменноугольный.

Согласно результатам недавно проведённых изотопно-геохронологических исследований, представленных в работе [Куйбида и др., 2009], по данным U-Pb датирования возраст формирования плагиогранитов Жиландинского и Точкинского массивов  $307 \pm 9$  млн лет и  $299 \pm 2$  млн лет соответственно. Это указывает на возраст кунушского комплекса как  $C_3-P_1$  и согласуется с геологическими данными, приведёнными в работе [Навозов и др., 2010].

*Калгутинский комплекс.* Несмотря на то, что данный комплекс выделяется в каждой из предложенных схем магматизма, его состав, структура и возраст понимаются по-разному. В работе [Лопатников и др., 1982] выделяется калгутинская ассоциация, включающая в себя калгутинский и курчумский комплексы. Собственно калгутинский комплекс представлен субвулканическими дацитами и липаритами, гранодиоритами, гранодиорит-, гранит-порфирами, гранитами аплитами (от ранних к поздним), а курчумский комплекс представлен интрузивными гранодиоритами, гранитами, мелкозернистыми биотитовыми гранитами (от ранних к поздним). Возраст на основе геологических наблюдений установлен как послекунушский-докалбинский и условно принят как  $C_3-P_1$ . В работе [Дьячков и др., 1994] к этому комплексу относятся эффузивно-пирокластические образования риолит-дацитового состава и ассоциирующие с ними субвулканические интрузии, а также дайки гранодиорит-, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и др. Возраст определяется по геологическим наблюдениям как позднекаменноугольный. В работах [Шулыгин, Навозов, 1986; Навозов и др., 2010] в составе калгутинского комплекса рассматриваются гранодиориты биотит-

роговообманковые мелко-, среднезернистые (I фаза), граниты мелко-, среднезернистые порфировидные (II фаза), аплиты, гранит-, гранодиорит-порфиры (III фаза). По результатам геологических наблюдений породы данного комплекса прорываются плагиогранитами кунушского комплекса и интродуцируют отложения среднекаменноугольного возраста и дайки жанатайского комплекса. Таким образом, им условно приписан позднекаменноугольный возраст. Изотопно-геохронологические определения возраста крайне противоречивы (287-272 млн лет).

Согласно последним результатам U-Pb изотопного датирования для пород первой и второй фаз Курчумского массива получены возраста  $308 \pm 1$  и  $303 \pm 1$  млн лет соответственно; по гранодиорит-порфирам из дайки в центральной части Калба-Нарымской зоны получен возраст  $304 \pm 1$  млн лет, что соответствует позднему карбону [Хромых и др., 2016].

*Калбинский комплекс.* Гранитоиды калбинского комплекса являются наиболее распространенными интрузиями Калба-Нарымской зоны. Исследования пород данного комплекса подробно описаны в [Дьячков, 1972; Кузубный, 1975; Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1984; Шулыгин, Навозов, 1986; Дьячков и др., 1994]. Возраст и объем комплекса в целом схожи для всех существующих схем магматизма, кроме работ [Шулыгин, Навозов, 1984, 1986; Навозов и др., 2010], в которых часть массивов, традиционно относимых к калбинскому комплексу, выделены в более молодой каиндинский комплекс (см. ниже).

Дискуссионным вопросом является расчленение пород калбинского комплекса на различные фазы и субфазы. В работе [Лопатников и др., 1982] предложено наиболее дробное расчленение пород комплекса – на 4 фазы. Эти фазы представлены: I фаза - биотитовые гранодиориты, граниты, мелкозернистые и жильные граниты, аплиты; II фаза – биотитовые двуслюдяные адамеллиты и гранодиориты; III фаза – лейкократовые пегматоидные граниты, аплиты, пегматиты, кварц-полевошпатовые жилы; IV фаза – крупнозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, жильные лейкограниты, аплиты, пегматиты. В работах [Шулыгин, Навозов, 1984, 1986; Журутин, Лопатников, 1987; Навозов и др., 2010]



предложено трехфазовое дробление пород калбинского комплекса. Для работы [Навозов и др., 2010] принята следующая этапность формирования гранитоидов: I фаза – граниты, гранодиориты биотитовые средне- и средне-крупнозернистые порфириовидные; II фаза – граниты биотитовые среднезернистые, мелко-среднезернистые мусковитизированные (I субфаза) и граниты биотитовые, биотит-мусковитовые мелкозернистые (II субфаза); III фаза – жильные граниты, аплиты, аплит-пегматиты, редкометалльные пегматиты. В схеме магматизма, предложенной в работе [Дьячков и др., 1994], калбинский комплекс представлен двумя фазами внедрения: средне-, крупнозернистые порфириовидные граниты и гранодиориты (I фаза) и средне-, равномернозернистые мусковитизированные граниты (II фаза). А выделяющаяся в других схемах III фаза рассматривается как дополнительная субфаза II фазы.

Также были приняты попытки расчленения калбинских гранитоидов на основе детального петрохимического анализа ключевых массивов комплекса. Такие исследования приведены в работе [Пономарева, Туровинин, 1993]. Ими предложено разделение гранитоидов на две ассоциации: гранодиорит-лейкогранитную и гранит-лейкогранитную. Ассоциации, в свою очередь, делятся на несколько фаз внедрения. Так гранодиорит-лейкогранитная ассоциация представлена фазами: I фаза – кварцевые диориты; II фаза – гранодиориты; III фаза – мезократовые граниты; IV фаза – лейкократовые граниты. В составе гранит-лейкогранитной ассоциации выделяются три фазы: I – меланократовые граниты; II – мезократовые граниты; III – лейкократовые граниты. Несмотря на то, что полученные данные частично коррелируются с результатами геологосъемочных работ, они оставляют ряд неясностей и вопросов.

В соответствии со всеми предложенными схемами магматизма возраст гранитоидов калбинского комплекса устанавливается как раннепермский, что подтверждается проведенными геохронологическими исследованиями (см. ниже). Нерешенными вопросами для гранитоидов калбинского комплекса остаются: 1) соотношение магматических фаз и их объём; 2) различный подход к выделению

фаз и субфаз; 3) причины латеральной и вертикальной зональности магматитов; 4) условия становления рудоносных и безрудных массивов.

Особое место в схемах магматизма Калба-Нарымской зоны отводят объектам, связанным с редкометалльным оруденением. В их состав входят пегматиты со сподуменовым, лепидолитовым и берилл-колумбит-танталитовым оруденением, а также массивы Li-F гранитов и дайки северо-восточного простирания, сложенные онгонитами. Наибольший промышленный интерес вызывают редкометалльные пегматиты с богатой литиевой, цезиевой, оловянной и тантал-ниобиевой минерализацией. Согласно работам [Пушко, Навозов, 2010; Дьячков, 2012] редкометалльные пегматиты имеют три типа взаимоотношений с гранитоидами Калба-Нарымского батолита: 1) внутриинтрузивные, в которых пегматитовые тела располагаются непосредственно в гранитоидных массивах и их эндо- и экзоконтактах (Кварцевое, Юбилейное, Белогорское и др.); 2) приуроченные к первичной трещиноватости вмещающих пород и локализованные в экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов и провисах кровли (Красный Кордон, Кармен-Куус и др.); 3) надинтрузивные, образующие системы лестничных жил во вмещающих черносланцевых отложениях и не имеющих пространственной связи с гранитоидами батолита (Точка-Медведка, Ахметкино и др.). Основываясь на тесной пространственной приуроченности, формирование редкометалльных пегматитов первых двух типов связывают с гранитоидами I фазы калбинского комплекса, слагающими основной объём интрузивных пород Калба-Нарымского батолита [Пушко, Навозов, 2010; Дьячков, 2012; Загорский и др., 2014]. Вопрос генезиса пегматитовых жил, локализованных на удалении от гранитоидов калбинского комплекса, остаётся дискуссионным. В работе [Пушко, Навозов, 2010] данные пегматитовые жилы связывают с плагиогранитоидами кунушского комплекса, с которыми, зачастую, они пространственно совмещены. В работе [Дьячков, 2012] плагиогранитам отводится роль геохимических ловушек для мигрирующих флюидов, образующихся при кристаллизации более молодых гранитоидов, и формирование рудопроявлений генетически связывается с гранитами второй фазы внедрения калбинского комплекса. Согласно результатам

недавно проведённого Ar-Ar изотопного датирования слюд из пегматитов редкометалльных месторождений центральной части Калба-Нарымской зоны [Котлер и др., 2015] подтверждён их раннепермский возраст и показана их синхронность по времени формирования с гранитоидами калбинского комплекса. Редкометалльные литий-фтористые граниты преимущественно распространены в пределах относительно узкой полосы в северо-восточной части Калба-Нарымской зоны вдоль Иртышской зоны смятия и представлены рядом Ахмировским (Уланским) массивом и Ахмировским и Чечекским дайковыми онгонитовыми поясами северо-восточного простирания. Согласно результатам последних Ar-Ar изотопного-геохронологических исследований возраст формирования редкометалльных гранитов совпадает с возрастом формирования редкометалльно-пегматитового оруденения в центральной части Калбинского района [Соколова, Смирнов, 2014; Котлер и др., 2014; Хромых и др., 2014; Соколова и др., 2016], а также в этих работах ставится вопрос о наличии автономных редкометалльных магм, образовавшихся в результате специфической дифференциации магматических расплавов при участии ювенильных флюидов.

*Монастырский комплекс.* Выделение данного комплекса наименее дискуссионно. В ранних работах [Дьячков, 1963, 1972] данный комплекс рассматривался как третья (монастырская) фаза калбинского комплекса. После получения дополнительных данных о строении батолита [Лопатников и др., 1982] было обосновано выделение лейкогранитов в отдельный комплекс посткалбинского возраста. Породами монастырского комплекса сложены цепочка довольно крупных самостоятельных многофазных интрузивов: Дунгалинский, Монастырский, Сибинский, Войлочевский и относительно небольшие плитообразные тела в приконтактных частях Каиндинского, Миролубовского и Бурабайского массивов. Объём пород монастырского комплекса в Калба-Нарымской зоне уменьшается с севера на юг, в Нарымской части батолита лейкограниты этого комплекса практически отсутствуют.

В соответствии с известными схемами магматизма [Лопатников и др., 1982; Шулыгин, Навозов, 1986; Журутин, Лопатников, 1987; Дьячков и др., 1994;

Дьячков и др., 1998; Навозов и др., 2010] внедрение комплекса происходило в три фазы: I фаза – граниты лейкократовые крупно- и грубозернистые, равномернозернистые и порфировидные; II фаза – граниты лейкократовые среднезернистые (первая субфаза) и граниты и граниты лейкократовые мелкозернистые (вторая субфаза); III фаза - жильные граниты, аплиты, аплитовидные граниты, пегматиты. На основании того, что монастырские лейкограниты секут граниты калбинского комплекса и, в свою очередь, секутся дайками миролюбовского комплекса (условно  $P_3-T_1$  возраста) возраст монастырского комплекса условно принимался как среднепермский. В работе [Владимиров и др., 2001] представлены результаты U-Pb изотопно-геохронологического исследования цирконов из лейкогранитов Сибинского и Белоусовского массивов монастырского комплекса, для которых были получены возраста  $231 \pm 11$  и  $225 \pm 4$  млн лет соответственно, что отвечает границе среднего и раннего триаса. Более поздние U-Pb изотопно-геохронологические исследования не подтвердили эти данные и указали более на ранний возраст формирования лейкогранитов (см. ниже).

*Каиндинский комплекс.* Данный комплекс впервые был выделен в работах [Шулыгин, Навозов, 1984, 1986]. По данным [Навозов и др., 2010] интрузии комплекса образуют Шибендинский, Каиндинский, Миролюбовский, Правоиртышский, Сергеевский, часть Черновинско-Войлочевского, Бурабайский и Кемиркаинский массивы со сходными структурно-морфологическими особенностями. Как и массивы монастырских гранитов, основная часть каиндинских интрузивов обособляется в цепочку северо-западного простирания, расположенную во внешней юго-западной части Калба-Нарымского пояса. Становление комплекса согласно [Навозов и др., 2010] происходило в три фазы: I фаза - граниты средне-, средне-крупнозернистые и крупнозернистые порфировидные; II фаза - граниты биотитовые мелко-среднезернистые и средне-крупнозернистые порфировидные (I субфаза) и граниты биотитовые мелкозернистые (II субфаза); III фаза - аплиты, аплитовидные граниты, аплит-пегматиты, кварцевые жилы. Выделение комплекса основано на прямых

геологических наблюдениях, проведённых О.В. Навозовым и В.С. Шулыгиным в южных частях Каиндинского и Миролубовского массивов. Ими было установлено, что средне-, крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты срезают аплитовые дайки, размещённые в лейкогранитах, отнесённых к монастырскому комплексу. Следует отметить, что гранитоиды каиндинского комплекса рассматриваются другими исследователями как типично калбинские граниты и, выделение более молодого комплекса было воспринято критически [Дьячков и др., 1994; Дьячков и др., 1998]. Повторными геологическими исследованиями, проведёнными другими авторами в обрамлении Миролубовского массива, подтверждён, наоборот, более ранний возраст порфировидных гранитов относительно среднезернистых лейкогранитов. В работе [Пономарева, Туровинин, 1993] подтверждается срезание аплитовых даек биотитовыми гранитами и предполагается более дробное разделение калбинских гранитоидов, т.е. существование каиндинского комплекса не отрицается. Возраст гранитов каиндинского комплекса определялся как посткалбинский и постмонастырский и условно принимался как позднепермский. Результаты проведённых ранее изотопно-геохронологических исследований оказались противоречивы.

*Миролубовский комплекс.* Данный комплекс выделяется во всех известных схемах магматизма [Дьячков, 1972; Кузубный, 1975; Лопатников и др., 1982; Щерба и др., 1984; Шулыгин, Навозов, 1986; Дьячков и др., 1994, Дьячков и др., 1998; Навозов и др., 2010]. Комплекс представлен региональными поясами «постбатолитовых» даек, контролируемые системами разрывных нарушений северо-восточного простирания. Пояса миролубовских даек протягиваются на 30-50 км. Дайки сложены породами пестрого состава с повышенной щелочностью и глиноземистостью. Породы миролубовского комплекса характеризуются многоэтапностью формирования и образуют практически полный гомодромный ряд от габбро-диабазов до гранитов. В составе миролубовского комплекса рассматриваются три фазы внедрения: I фаза - оливиновые диабазы, габбро-диабазы и диабазовые порфириты; II фаза - породы пестрого состава от

гибридизированных диабазов до диоритовых порфиритов и кварцевых монзонитов; III фаза - гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, онгониты.

Возраст миролюбовского комплекса условно принят как триасовый. Его производные рассекают все известные в районе магматические породы и рудные тела с оловянно-вольфрамовым и редкометалльным оруденением. Данный комплекс нерудоносен, в нем неизвестны какие-либо рудные объекты. Поздние дайки встречаются в пределах многих редкометалльных полей, но во всех случаях пересекают граниты и связанные с ними рудные тела [Дьячков и др., 1994].

В настоящей работе будут рассмотрены гранитоидные комплексы, слагающие наибольший объем на современном эрозионном срезе и относимые собственно к Калба-Нарымскому батолиту, с учётом авторских геологических наблюдений, минералого-петрографических, петрологических и геохронологических исследований. В основу исследований гранитоидных комплексов положена схема магматизма Калба-Нарымской зоны, предложенная в [Навозов и др., 2011], так как данная схема использовалась при проведении крупномасштабного картирования Восточно-Казахстанской области в рамках программы ГДП-200. Исследования не включают работы по составу и строению каменноугольных интрузивов базитового состава (жанатайский-карабирюкский комплекс), гранодиорит-гранитов калгутинского комплекса, плагиогранитоидов кунушского комплекса и даек пестрого состава миролюбовского комплекса. Также в данной работе не рассматривались редкометалльные гранитные пегматиты, связанные с калбинским комплексом.

## ГЛАВА 2. КАЛБИНСКИЙ ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС

Гранитоиды калбинского комплекса являются наиболее распространёнными интрузивными породами Калба-Нарымской зоны. Данный комплекс являлся первоначально выделяемым магматическим комплексом на данной территории. При дальнейшем более детальном изучении из его состава выделялись все остальные комплексы. Так в работе [Елисеев, 1938] все граниты Калба-Нарымской зоны были разделены на два разновозрастных комплекса (змеиногорский и калбинский), сопровождавшихся полиметаллическим и редкометалльным оруденением соответственно. В составе калбинского комплекса им выделялась одна гранитоидная и одна жильная фаза. В. А. Калюжный [1936] описал две фазы: прииртышскую фазу двуслюдяных гранитов и монастырскую фазу биотитовых субщелочных гранитов.

В 50-е годы из состава калбинских гранитов были выделены лейкограниты в отдельный монастырский комплекс, а некоторые исследователи рассматривали эти породы как отдельную фазу калбинского комплекса [Дьячков, 1966]. В работе [Щерба, 1957] в составе калбинского комплекса выделялись три фазы: первая – гранодиориты и граниты, вторая – среднезернистые граниты и третья – мелкозернистые граниты. В дальнейшем, было установлено наличие «докалбинских» гранитоидов - калгутинского и кунушского комплекса [Дьячков, 1972; Лопатников и др., 1982]. В работах [Шулыгин, Навозов 1985, 1986] ряд массивов калбинского комплекса рассматривался в составе более молодого каиндинского гранитного комплекса, завершающего гранитоидный магматизм региона, который будут детально рассмотрен в другой главе.

С внедрением гранитоидов калбинского комплекса традиционно связывают богатые редкометалльные и полиметаллические месторождения. Принято считать, что с первой фазой калбинских гранитов связано формирование промышленного редкометалльно-пегматитового оруденения, а со второй фазой связывают грейзеновое олово-танталовое оруденение [Дьячков и др., 1994].

Однако, вопросы расчленения калбинских гранитоидов и связанные с ними металлогенические аспекты остаются дискуссионными.

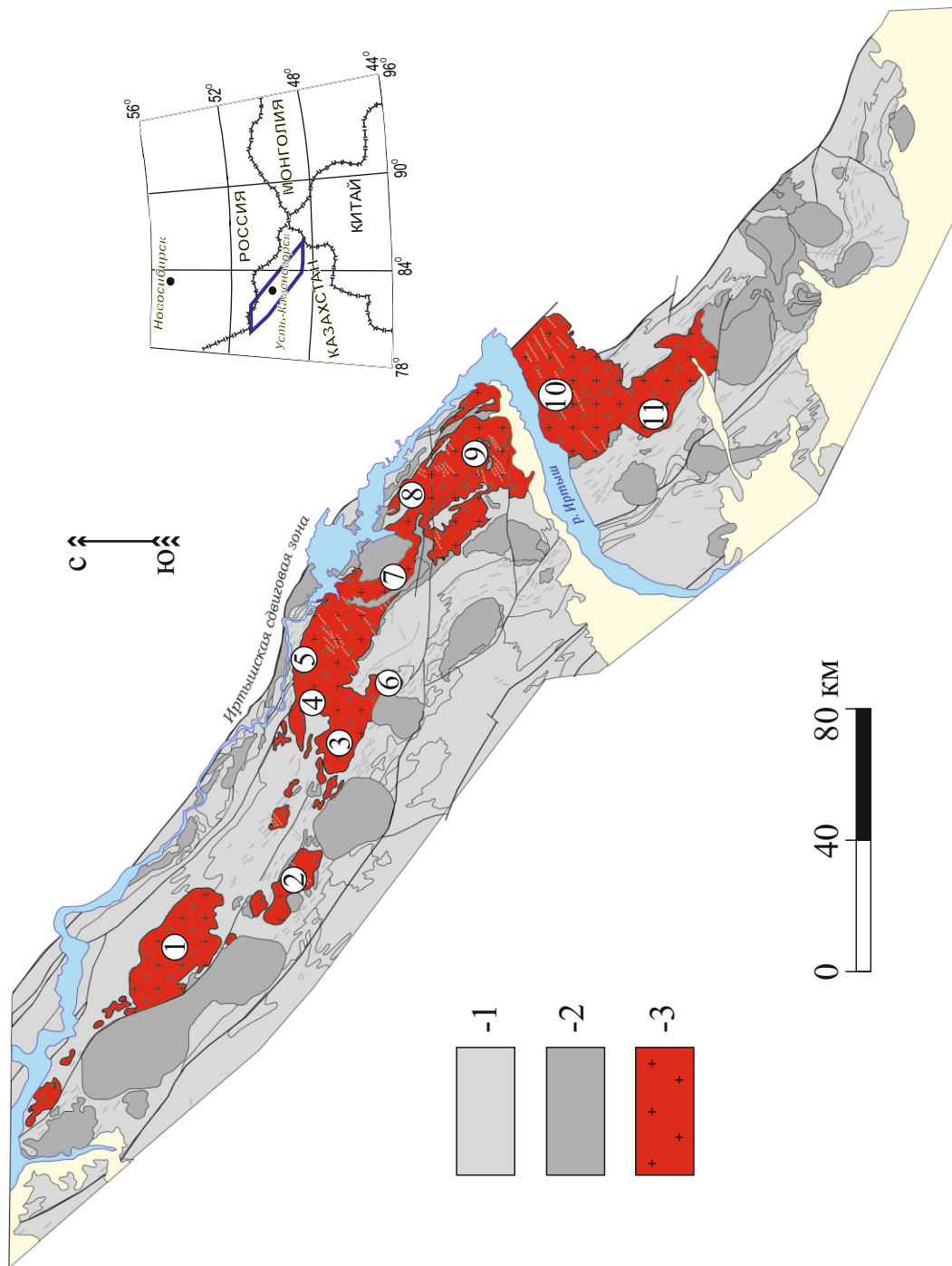


## 2.1 Геологическая позиция

Гранитоиды калбинского комплекса слагают основную часть Калба-Нарымского батолита и распространены на всём протяжении Калба-Нарымской зоны. Распространение пород и расположение массивов калбинского комплекса показано на рисунке 2.1. Породами данного комплекса сложены (с севера на юг) Пролетарский, Жиландинский, Тастюбинский, Асубулакский, Прииртышский, Белогорский, Черновинский, Войлочевский, Песчанский (Подгорненский), Нарымский, Чердожский, а также ряд менее крупных массивов. Массивы комплекса расположены согласно общему структурному плану Калба-Нарымского террейна и вмещающих пород. Согласно геофизическим данным [Лопатников и др., 1982] гранитоидные массивы представляют собой пластообразные тела с пологими контактами, которые могут располагаться как отдельно, так быть сопряженными между собой. Мощность интрузивов колеблется в интервале 2-12 км при средних величинах в 6-7 км. Вмещающими породами для гранитов являются осадочные породы с возрастом среднего девона до раннего карбона. Контакты с осадочными породами резкие, с зонами ороговикования и ксенолитами в эндоконтактовых зонах.

В строении комплекса принимают участие различные породы с составами, варьирующими от гранодиоритов до лейкогранитов. В формировании калбинского комплекса, согласно полевым исследованиям можно выделить три фазы внедрения: 1) первая (главная) фаза внедрения – порфировидные реже слабопорфировидные биотитовые граниты, реже гранодиориты, с крупнозернистой основной массой; 2) вторая фаза – биотитовые и двуслюдяные слабопорфировидные граниты со среднезернистой, мелко-среднезернистой основной массой; 3) третья фаза – биотит-мусковитовые, реже биотитовые мелкозернистые равномернозернистые граниты, аплиты, пегматиты.

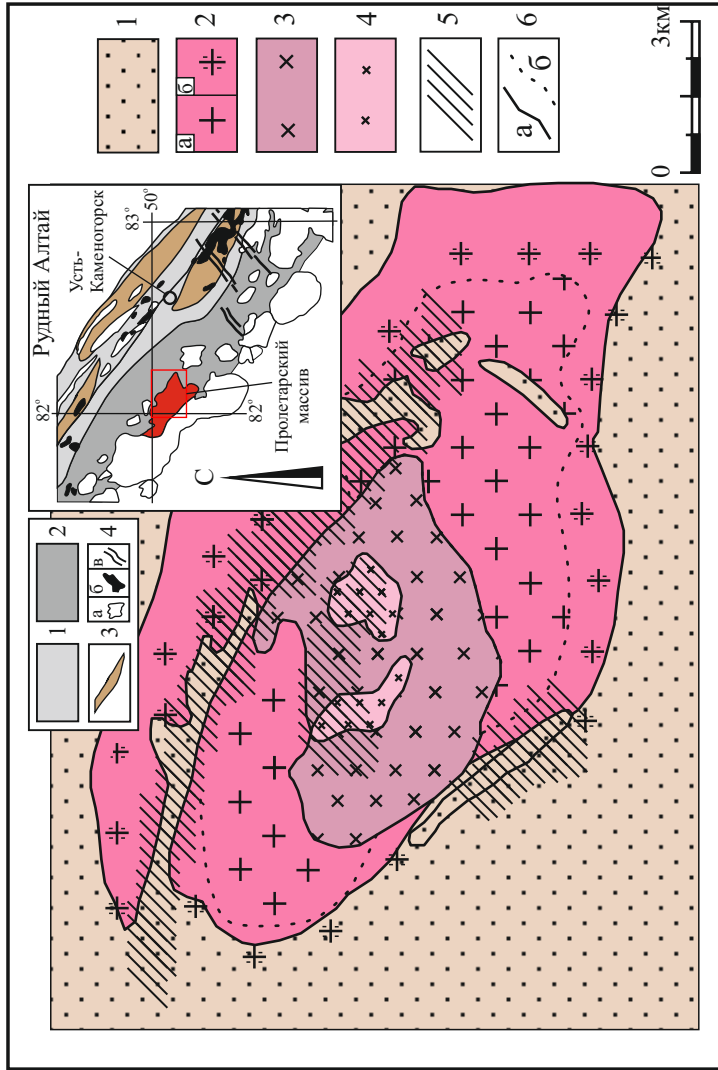
В рамках настоящей работы были изучены Пролетарский, Прииртышский, Асубулакский, Черновинско-Войлочевский, Песчанский массивы.



**Рис. 2.1.** Схема размещения гранитоидов калбинского комплекса в Калба-Нарымской зоне. Схема составлена на основе рабочего макета карты Восточного Казахстана 1:500 000 масштаба, ТОО ГРК «Топаз» (авторы: Навозов О.В, Караваева Г.С.) с изменениями автора. Условные обозначения: 1 - вмещающие породы нерасчленённые; 2 - прочие интрузивные комплексы нерасчленённые; 3 - гранитоиды калбинского комплекса.

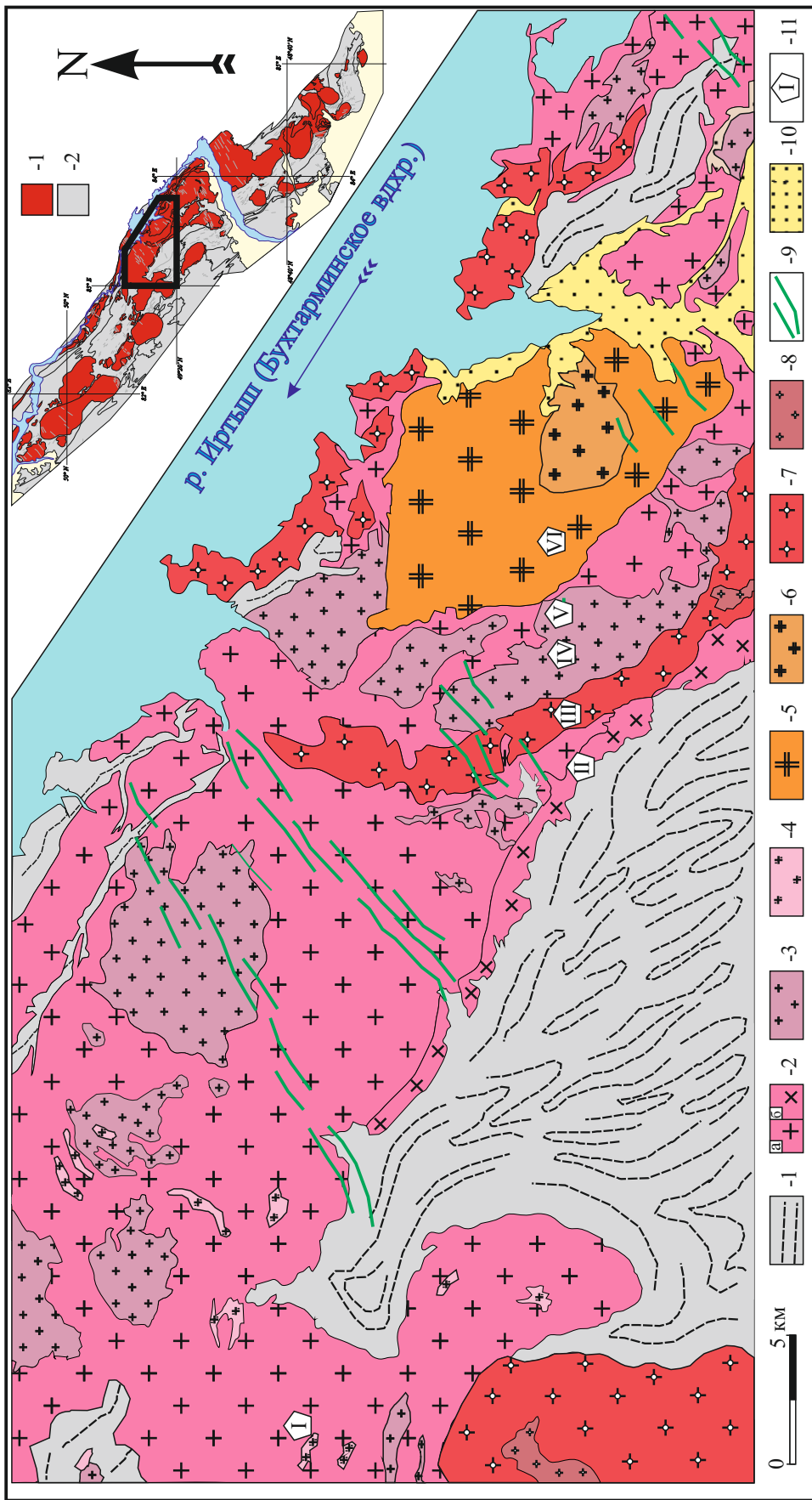
Цифрами в кружках показаны массивы калбинского комплекса: 1- Пролетарский, 2- Жиландинский, 3- Тастюбинский, 4- Асубулакский, 5- Прииртышский, 6- Белогорский, 7- Черновинский, 8- Войлочевский, 9- Песчанский (Подгорненский), 10 - Нарымский, 11- Чердожский.

На врезке справа показано положение исследуемого полигона.



**Рис. 2.2.** Геологическая схема Пролетарского массива (составлена [Лопатников и др., 1982] с изменениями автора).

Условные обозначения: 1 – вмещающие породы; 2-5 – калбинский комплекс, Р<sub>1</sub>: 2 – гранитоиды первой фазы: а - порфировидные крупнозернистые граниты; б - крупнозернистые слабопорфировидные, равномернозернистые граниты, гранодиориты; 3 – среднезернистые равномернозернистые биотитовые граниты второй фазы; 4 – биотит-мусковитовые мелкозернистые граниты третьей фазы; 5 – поля жильных пород - аплиты, аплит-пегматиты, гранит-порфиры; 6 - границы: а - резкие, б - постепенные. Врезка: 1 – Иртышская сдвиговая зона; 2 – Калба-Нарымский террейн; 3 – литоны высокометаморфизованных пород; 4 – интрузии габброидов (а), гранитоидов (б), лампрофиров (в).



**Рис. 2.3.** Геологическая схема центральной части Калба-Нарымского батолита, включающая Белогорский, Асубулакский, Прииртышский, Черновиноско-Войлочевский массивы. Схема составлена на основе рабочего макета геологической карты, составленной в ТОО ГРК «Топаз» (г. Усть-Каменогорск) (Авторы: Назов О. В., Караева Г. С.) с изменениями автора. Условные обозначения: 1 - вмещающие породы нерасчленённые; 2-4 - гранитоиды калбинского комплекса: 2 - граниты первой фазы (а - крупнозернистые граниты); 5 - среднезернистые меланократовые граниты); 3 - граниты второй фазы; 4 - граниты третьей фазы; 5,6 - гранитоиды монастырского массива; 5 - лейкограниты первой фазы; 6 - граниты второй фазы; 7,8 - гранитоиды калбинского комплекса: 7 - граниты первой фазы; 8 - граниты второй фазы; 9 - постбабальтовые дайки миролюбовского комплекса; 10 - четвертичные отложения; 11 - места отбора проб на U-Pb изотопное датирование: I - гранит Асубулакского массива первой фазы калбинского комплекса; II - гранит Черновиноско-Войлочевского массива первой фазы калбинского комплекса; III - гранит первой фазы калбинского комплекса; IV - гранит второй фазы калбинского комплекса; V - гранит второй фазы калбинского комплекса; VI - гранит первой фазы монастырского комплекса. В правом верхнем углу на врезке - схема размещения гранитоидов в Калба-Нарымском террейне: 1 - гранитоиды нерасчленённые; 2 - вмещающие породы нерасчленённые.

*Пролетарский массив* расположен в северо-западной части Калба-Нарымского террейна. Данный массив имеет форму овала вытянутого в СЗ-ЮВ направлении с площадью около 300 км<sup>2</sup> (рис. 2.2). Согласно геофизическим данным [Лопатников и др., 1982] Пролетарский массив имеет форму лакколита мощностью около 4-6 км. В плане массив имеет кольцевое строение, где внешняя часть массива представлена слабопорфировидными, иногда равномернозернистыми, крупнозернистыми гранитами первой фазы, а центральная часть сложена крупным штоком среднезернистых биотитовых гранитов второй фазы. Породы третьей фазы встречаются в виде небольших тел в центральной части массива, а также в виде большого количества маломощных даек и жил, мощностью около 1-3 метра и протяженности 30-80 метров. Простираение тел северо-восточное. Жилы представлены аплитовидными гранитами, аплитами. Вмещающими породами для гранитов Пролетарского массива служат черносланцевые отложения аблакеткинской и бурабайской свит. Контакт с вмещающими породами резкий, секущий, пологий с широко проявленным ороговикованием.

Прииртышский, Асубулакский, Белогорский, Черновинско-Войлочевский, Песчанский массивы, расположенные в Центральной части террейна, образуют основную часть Калба-Нарымского батолита (рис. 2.3). Согласно геофизическим данным [Лопатников и др., 1982] эти массивы представляют собой единую пластину средней мощностью около 6-7 км, образовавшуюся в результате слияния более мелких интрузивов. Вследствие соединения на глубине различных магматических камер, а также различной степени контаминации гранитоидных магм в разрушения перегородок осадочных пород, разделявших эти камеры, данные массивы имеют сложное внутреннее строение с вариациями составов от кварцевых диоритов до лейкогранитов.

Для *Прииртышского, Асубулакского и Песчанского* массивов главной разновидностью являются биотитовые меланократовые порфировидные граниты с крупнозернистой основной массой. Для *Белогорского* массива характерно

широкое развитие биотит-мусковитовых средне-крупнозернистых гранитов, рассматриваемых в качестве второй фазы комплекса.

В центральной и северо-восточной частях *Черновинско-Войлочевского массива* наблюдаются перемежающиеся полосы шириной в десятки – первые сотни метров крупнозернистых меланократовых порфиroidных гранодиоритов-гранитов первой фазы и мелко-среднезернистых равномернoзернистых биотитовых гранитов второй фазы. Для некоторых участков этого массива для пород характерна повышенная меланократовость, так узкая полоса гранодиоритов вдоль юго-западного обрамления массива рассматривалась [Навозов и др., 2012] в качестве пород предшествующего калгутинского гранодиоритового комплекса, что не подтверждается проведённым U-Pb датированием [Хромых и др., 2016]. В северо-восточной части массива примыкающей к Иртышской зоне смятия для гранитоидов характерны гнейсовидные структуры, говорящие о том, что формирование гранитов сопровождалось тектоническими движениями в пределах сдвиговой зоны. Породы третьей фазы широко развиты в Черновинско-Войлочевском массиве и представлены мелкозернистыми мусковитовыми и биотит-мусковитовыми лейкогранитами, часто содержащими гранат (до 8%), а также аплитами и пегматитовыми жилами. Также в этом массиве широко развиты ксеноблоки вмещающих пород, представленные осадочными породами кыстав-курчумской свиты и такырской серии, приуроченные к прогибам кровли.

## 2.2 Петрография и минеральный состав

Калбинский комплекс по сравнению с другими магматическими комплексами отличается наиболее широкими вариациями составов слагающих его пород. Ниже приведена петрографическая характеристика наиболее представительных гранитоидов для калбинского комплекса.

Породы *I фазы* являются наиболее распространенными породами среди массивов калбинского комплекса. В большинстве изученных массивов данная фаза представлена биотитовыми порфиоровидными гранитами и гранодиоритами (рис 2.4). Макроскопически это обычно светло-серые породы с массивной текстурой. Структура пород порфиоровидная со средне-крупнозернистой гипидиоморфной основной массой. Для Пролетарского массива более характерны равномернозернистые разновидности. В северной, наиболее приближенной к Иртышской зоне смятия, части Черновинско-Войлочевского и Песчанского массивов в гранитах первой фазы наблюдаются гнейсовидные, очковые структуры. Порфиоровые вкрапленники представлены таблитчатым полевым шпатом, размерами 3-6 см. Часто вкрапленники содержат пойкилитовые включения кварца, биотита, а также пертитовые структуры. Основная масса содержит кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит. В целом породы характеризуются небольшим преобладанием количества плагиоклаза над полевым шпатом. Биотит представлен мелкими чешуйками и пластинками черного и бурого цветов. Кварц светло-серый гипидиоморфный, часто встречается в виде мермекитовых сростаний. Средние соотношения минералов для породы: плагиоклаз – 25-40%, калиевый полевой шпат – 20-30%, кварц -30-35%, биотит – 5-10%. Для гранодиоритовых разновидностей характерны более высокие содержания биотита (до 20%) и меньшие – калиевого полевого шпата и кварца. Акцессорные минералы представлены гранатом альмандин-спессартинового ряда [Лопатников и др., 1982], апатитом, цирконом, ильменитом, редко турмалином и флюоритом.

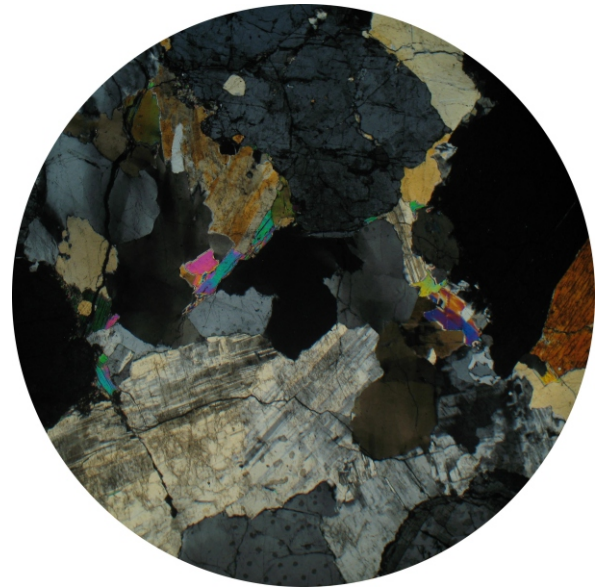
Породы *II фазы* были детально изучены в центральной и северной частях Черновинско-Войлочевского и Песчанского массивов, где они представлены



## КОЙТАССКИЙ

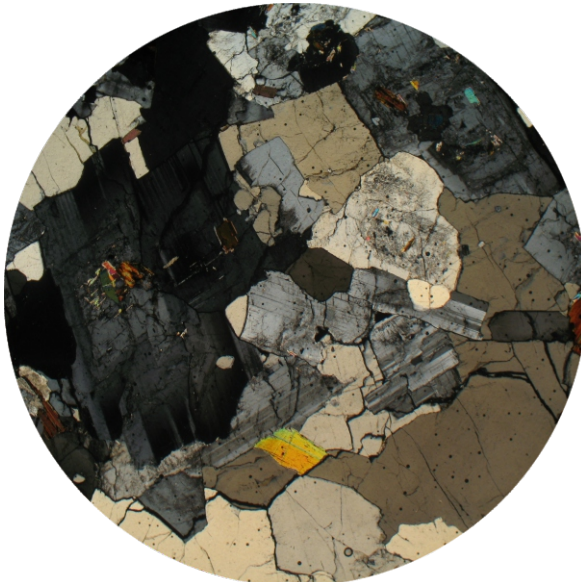


## БЕЛОГОРСКИЙ

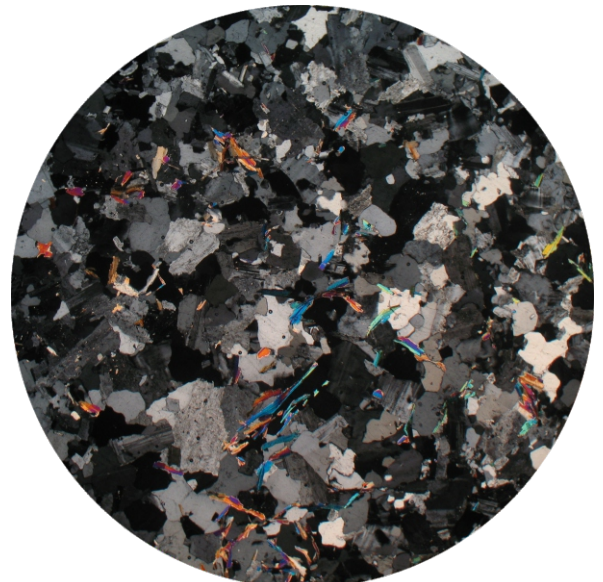


**Рис. 2.4.** Слева - биотитовый гранодиорит Койтасского массива (обр.№ КТ-24). Поле шлифа составляет 7 мм, николи +. Структура породы порфировидная, крупнозернистая. Вкрапленники представлены микроклином. Гипидиоморфнозернистая основная масса состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца биотита. Справа - биотит-мусковитовый гранит Белогорского массива (обр.№ КТ-33). Поле шлифа составляет 7 мм, николи +. Структура породы слабопорфировая, крупнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз– 30%, кварц– 30%, калиевый полевой шпат– 30%, биотит– 5%, мусковит– 5%.

## ПРОЛЕТАРСКИЙ



## ПРОЛЕТАРСКИЙ



**Рис. 2.5.** Слева - биотитовый гранит Пролетарского массива (обр.№ КТ-22). Поле шлифа составляет 7 мм, николи +. Структура породы порфировидная, крупнозернистая. Вкрапленники представлены микроклином. Гипидиоморфнозернистая основная масса состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца биотита. Справа - гранит-аплит Пролетарского массива (обр.№ КТ-20). Поле шлифа составляет 7 мм, николи +. Структура породы мелкозернистая, иногда микрокристаллическая. Состав: плагиоклаз - 25%, калишпат - 35%, кварц - 30%, мусковит - 8-10%, биотит - 2%.



биотитовыми, биотит-мусковитовыми, среднезернистыми, мелко-среднезернистыми гранитами (рис. 2.5). Данные граниты представляют собой породы светло-серого, реже темно-серого цвета, со слабопорфировидной структурой, массивной текстурой. Порфировидные вкрапленники по сравнению с породами первой фазы, встречаются значительно реже и представлены призматическим и таблитчатым микроклином с пертитовыми вростками с размерами около 2-3см. Основная масса имеет гипидиоморфную структуру и сложена плагиоклазом, полевым шпатом, кварцем, биотитом и мусковитом. Кварц светло-серый гипидиоморфный, часто встречается в виде мермекитовых сростаний. Биотит представлен чешуйками и пластинками. Мусковит обычно встречается как в виде вторичного минерала, развивающегося по биотиту, так и в качестве самостоятельного минерала. Средние соотношения минералов в гранитах второй фазы калбинского комплекса: плагиоклаз – 25-35%, кварц – 25-35%, калиевый полевой шпат – 20-30%, биотит – 3-8%, мусковит – 0-3%. Состав аксессуаров схож с гранитами первой фазы и представлен апатитом, цирконом, гранатом, ильменитом.

Гранитоиды *III фазы* встречаются во всех изученных массивах и представляют собой аплиты и гранит-порфиры, формирующие небольшие, до первых метров жилы и дайки, секущие остальные интрузивные фазы калбинского комплекса. Данные гранитоиды представляют собой серые равномернозернистые массивные породы. Состав: плагиоклаз - 25%, калиевый полевой шпат - 35%, кварц - 30%, мусковит - 8-10%, биотит - 2%. Структура пород мелкозернистая, аплитовая микрокристаллическая (рис. 2.5). Помимо аплитов, в северной части Черновинско-Войлочевского массива были исследованы гранат-альбит-кварцевые породы формирующие жилы и дайки мощностью от 1 до 10 метров. Для этих пород характерна мелкозернистая структура с идиоморфными альбитом (20%) и плагиоклазом (30%), гипидиоморфный кварцем (30-40%), тонокочешуйчатым мусковитом (5-10%) и биотитом (до 3%), гранатом с пятнистым распределением (до 10 %).

### 2.3 Вещественный состав

Петрогеохимическая характеристика калбинского комплекса приводится на основе 49 петрохимического и 26 редкоэлементных анализов. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов представительных проб приведены в таблице 2.1. Полный список определённых составы гранитоидов калбинского комплекса приведён в приложении 1.

Для гранитоидов *I фазы* внедрения калбинского комплекса характерны высокие вариации петрогенных компонентов (табл. 2.1). Содержания  $\text{SiO}_2$  варьируют в интервале 63-74 мас.% (среднее 68,66 мас.%) с почти постоянным преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,89-1,48$ ; среднее 1,18). Породы имеют относительно высокое суммарное содержание щелочей -  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 6,44-8,87$  мас.% при средних содержаниях 6,44 мас.% и значениях  $\text{CaO} - 1,08-2,77$  мас.% (среднее 1,90 мас.%) (рис. 2.6). Также для изучаемых пород характерно широкие вариации феррических компонентов:  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 1,82-4,54$  мас.% (среднее 2,74 мас.%);  $\text{TiO}_2 - 0,19-0,99$  мас.% (среднее 0,51 мас.%) при высоком содержании глинозема  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,68-16,71 мас.% (среднее 15,23 мас.%).

Рассматриваемые породы соответствуют высококалиевым гранитоидам ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$ ) известково-щелочной серии (рис. 2.7) (часть образцов попадает в поле шшонитовой серии). На классификационных диаграммах [Frost et al., 2001] составы гранитоидов попадают в поля железистых и магнезиальных (преобладают магнезиальные разности) пералюминиевых известково-щелочных и щелочно-известковистых гранитоидов (рис. 2.8).

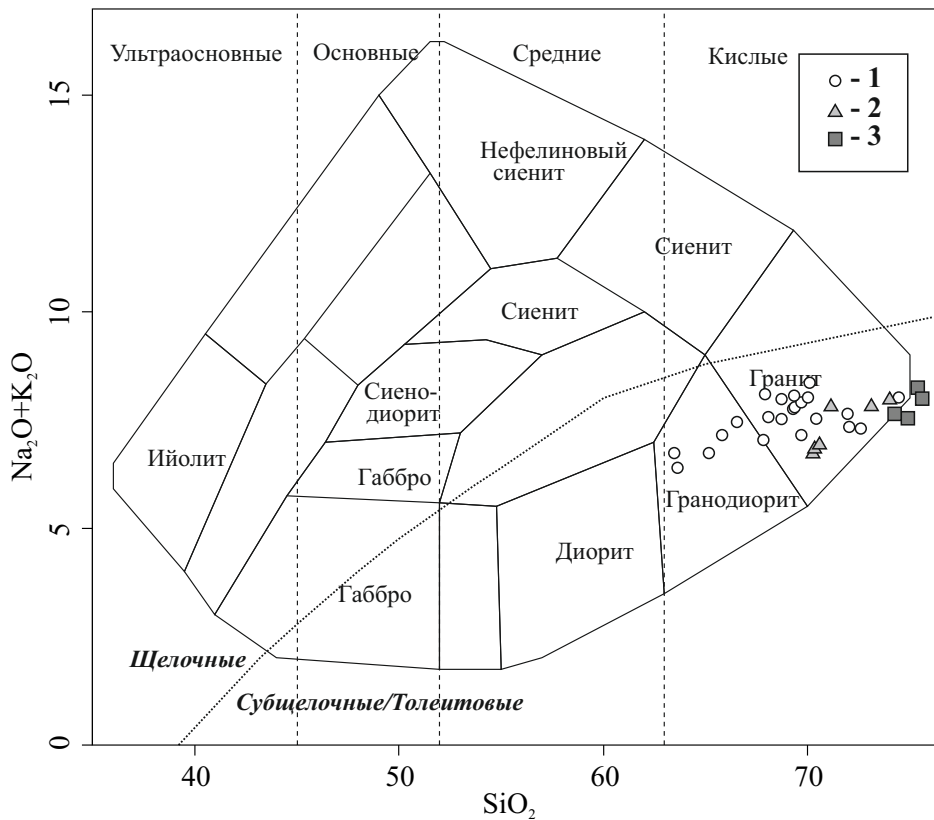
Все спектры распределения редкоземельных элементов для гранитоидов первой фазы калбинского комплекса, нормированные по хондриту C1 [Boynnton, 1984], имеют отрицательный наклон (рис. 2.9). Спектры имеют хорошо проявленный Eu-минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,31-0,60$ , среднее - 0,46), с высоким суммарным содержанием РЗЭ  $\Sigma\text{REE} = 101-346$  ppm (среднее 178 ppm) и  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 4,07-21,23$  (среднее 12,60). Мультиэлементные спектры (рис. 2.10) гранитов первой фазы калбинского комплекса, нормированные по примитивной мантии

Таблица 2.1

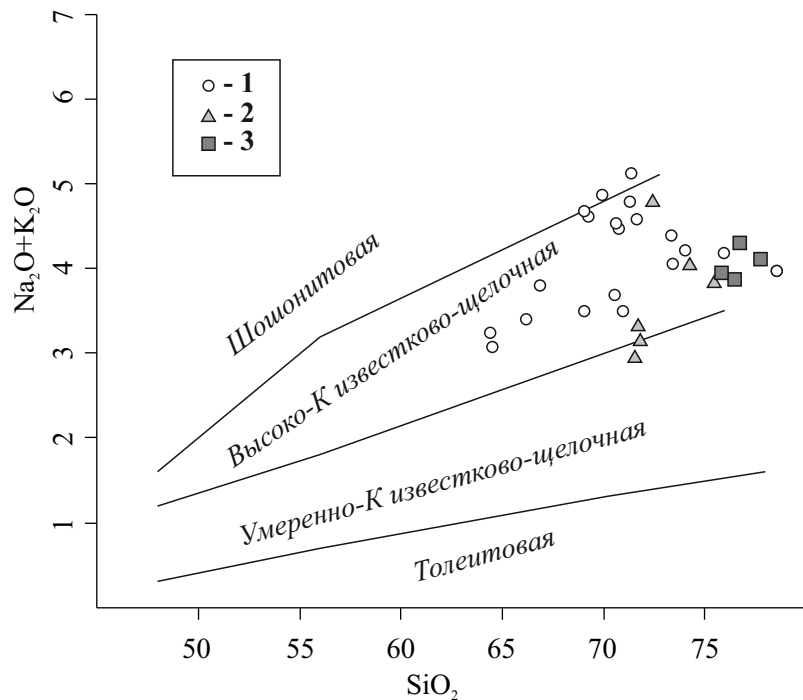
## Химический состав представительных проб гранитоидов калбинского комплекса

Фаза	I						II			III
	Образец	X-1056	КА-13-8	X-1045	КА-13-25	КТ-22	КТ-33	X-1043	КА-13-1	КА-13-19
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub> , мас. %	69,41	65,65	67,91	69,73	68,15	69,55	71,19	74,11	70,51	75,47
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,63	0,57	0,26	0,30	0,45	0,26	0,09	0,37	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,93	15,89	15,56	14,97	14,35	15,40	15,17	14,20	14,64	14,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,86	4,61	5,59	2,57	3,08	3,45	1,92	1,38	2,93	0,87
MnO	0,06	0,09	0,07	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,06	0,01
MgO	0,91	0,81	1,03	0,52	0,59	1,07	0,65	0,12	0,73	0,10
CaO	1,77	1,88	2,06	1,96	1,29	1,88	2,05	0,88	2,46	0,50
Na <sub>2</sub> O	3,38	3,97	3,65	3,89	3,10	3,31	3,17	4,21	3,67	4,07
K <sub>2</sub> O	4,44	4,91	3,43	4,05	4,52	4,37	4,66	3,72	3,22	4,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,21	0,23	0,14	0,15	0,18	0,09	0,10	0,11	0,14
П,п,п,	0,97	1,01	1,10	0,89	0,97	0,55	0,80	0,81	0,74	0,71
Сумма	100,13	99,77	100,78	99,11	98,72	100,33	100,15	99,73	99,55	100,67
NK/A	0,69	0,74	0,62	0,72	0,70	0,66	0,68	0,77	0,65	0,77
A/CNK	1,10	1,04	1,16	1,04	1,16	1,3	1,09	1,13	1,05	1,20
Rb, г/т	197	227	177	153	159	263	148,55	291	133	145
Sr	146	113	193	263	170	192	361,17	71	352	11
Y	20,4	28	29,3	14,8	16,7	14,7	7,94	14,9	15,7	5,3
Zr	209	291	264	128	137	176	131,98	64	172	22
Nb	16,0	14,9	14,4	9,0	9,5	11,0	6,60	11,7	8,8	6,5
Cs	11,5	4,8	20,8	7,1	5,6	77	3,52	28	6,8	3,5
Ba	380	320	518	397	354	351	895,09	109	441	42
La	38	46	37	24	23	26	29	10	32	1
Ce	77,7	101	77,6	49	48,5	56	54,06	23	60	3,3
Pr	9,0	13,3	9,3	6,3	5,9	7,0	5,60	2,9	7,0	0,44
Nd	35,4	47	37,9	21	22,0	27	20,35	9,6	22	1,46
Sm	7,4	8,5	7,7	4,0	5,2	5,5	3,16	2,2	3,1	0,57
Eu	0,9	0,79	1,4	0,69	0,8	0,70	0,60	0,27	0,75	0,023
Gd	5,6	6,9	6,6	3,4	3,7	3,9	2,27	1,88	2,3	0,59
Tb	0,80	1,05	1,00	0,51	0,57	0,51	0,27	0,36	0,33	0,14
Dy	3,65	4,9	5,40	2,2	2,93	2,6	1,51	1,78	1,62	0,79
Ho	0,65	0,89	0,97	0,35	0,54	0,48	0,25	0,32	0,35	0,14
Er	1,69	2,5	2,53	1,00	1,38	1,24	0,69	1,08	1,13	0,41
Tm	0,24	0,37	0,36	0,13	0,21	0,18	0,09	0,16	0,22	0,082
Yb	1,60	2,3	2,20	0,78	1,38	1,18	0,57	1,19	1,40	0,73
Lu	0,21	0,32	0,30	0,11	0,21	0,18	0,08	0,16	0,22	0,11
Hf	5,3	8,2	6,9	3,8	4,0	4,6	3,61	2,2	4,6	1,7
Ta	1,3	1,05	0,9	0,81	1,5	1,30	0,51	3,6	1,44	1,8
Th	17,3	33	13,5	13,7	7,8	14,4	14,64	8,4	8,5	0,85
U	4,5	3,0	2,5	1,94	1,8	2,4	1,3	3,0	1,1	1,3
Σ PЗЭ	183	235	190	113	116	132	119	55	132	10
(La/Yb) <sub>N</sub>	16,2	13,5	11,5	20,5	11,5	14,8	34,1	6,2	15,2	1,3
Eu/Eu*	0,43	0,31	0,58	0,56	0,50	0,44	0,66	0,40	0,82	0,12

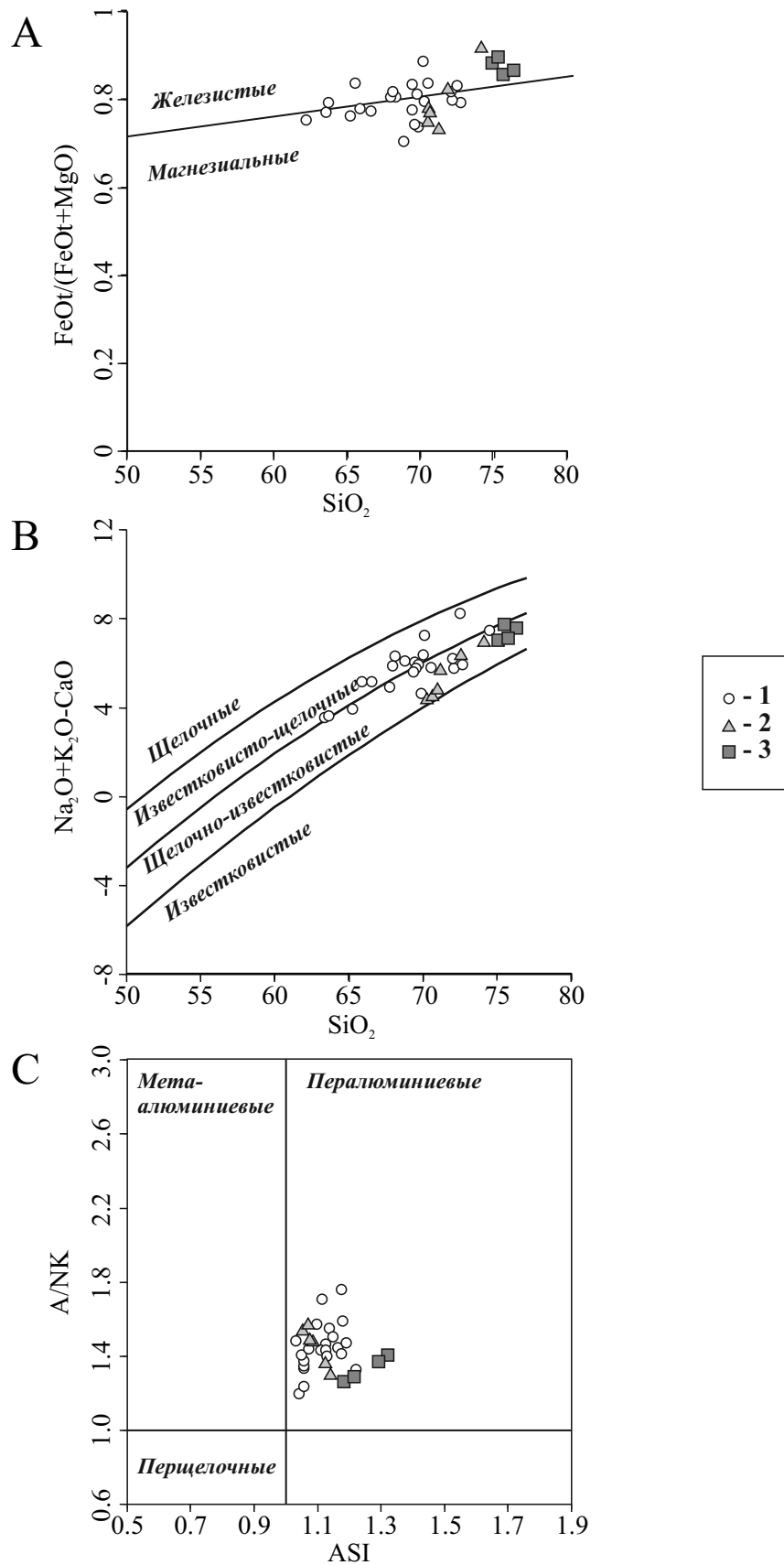
1 –гранит Асубулакского массива; 2, 3 – гранит Черновинско-Войлочевского массива; 4 – гранит Песчанского массива; 5 – гранит Пролетарского массива; 6 – гранит Белогорского массива; 7 – гранит II фазы Прииртышского массива; 8,9 – гранит II фазы Черновинско-Войлочевского массива; 10 – аплит III фазы Пролетарского массива.



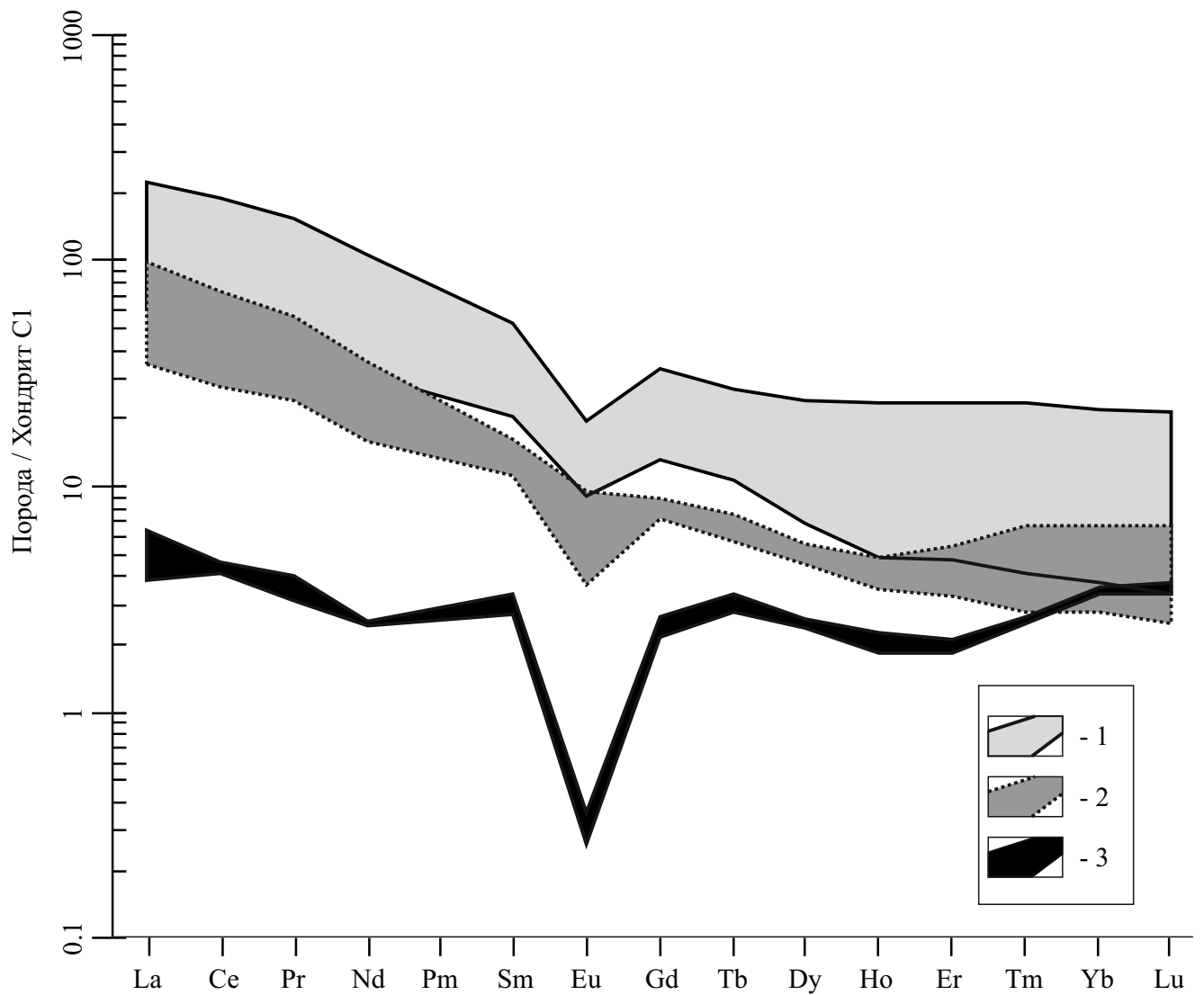
**Рис. 2.6.** Составы пород калбинского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2$  – сумма щелочей» [Cox et al., 1979]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые порфировидные и равномернозернистые биотитовые граниты; 2- II фаза - среднезернистые слабопорфировидные, равномернозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые, равномернозернистые двуслюдяные и биотитовые граниты.



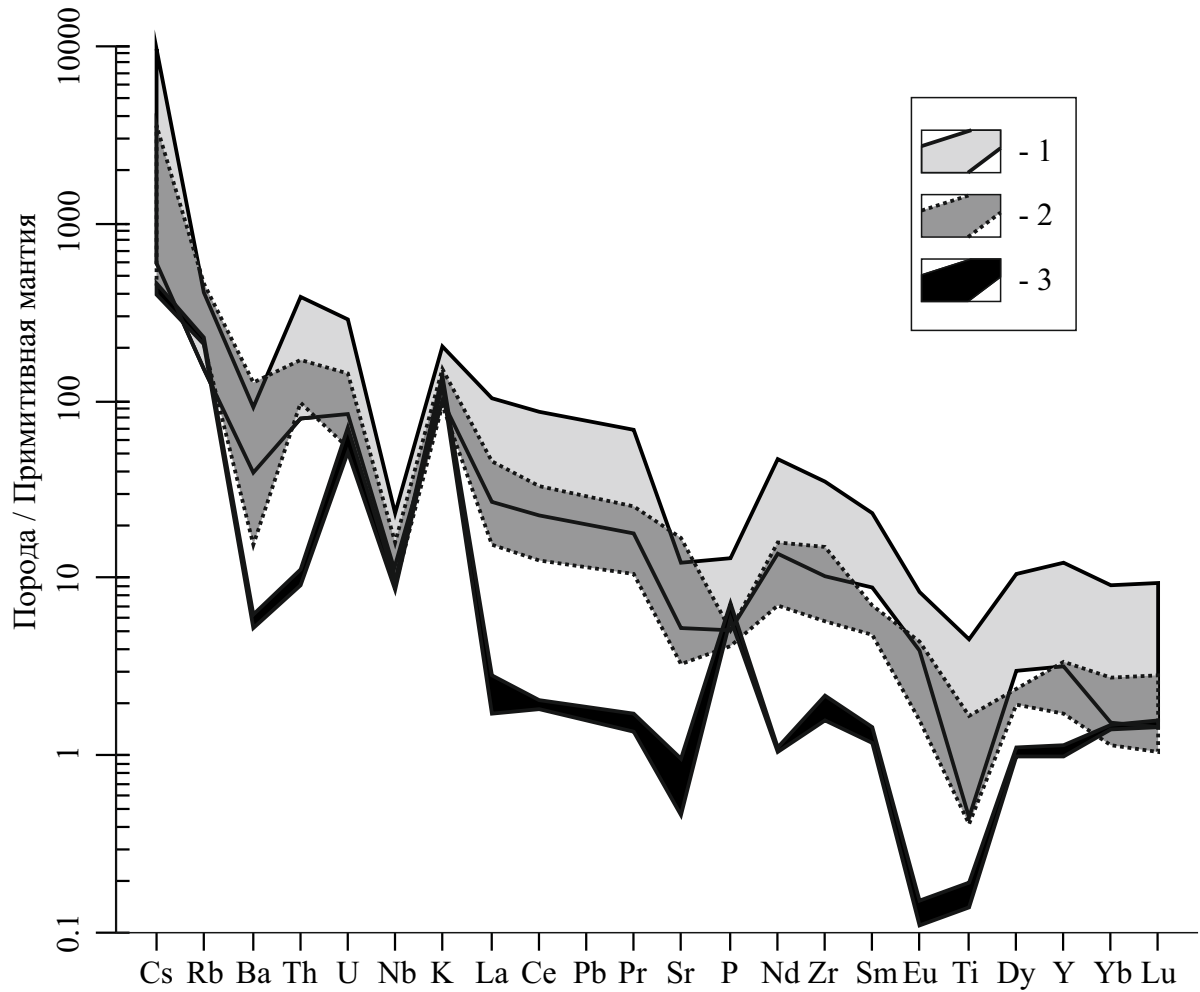
**Рис. 2.7.** Составы пород калбинского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2$  –  $\text{K}_2\text{O}$ » [Pescerillo and Taylor, 1976]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые порфировидные и равномернозернистые биотитовые граниты; 2- II фаза - среднезернистые слабопорфировидные, равномернозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые, равномернозернистые двуслюдяные и биотитовые граниты.



**Рис. 2.8.** Составы пород калбинского комплекса на классификационных диаграммах [Frost et al., 2001]: А - “ $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ ”; В - “ $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO} - \text{SiO}_2$ ”; С - “ $\text{A/NK} = \text{Al}/(\text{Na}+\text{K}) - \text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca}-1.67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$ ”. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые порфиоровидные и равномернозернистые биотитовые граниты; 2- II фаза - среднезернистые слабопорфиоровидные, равномернозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые, равномернозернистые двуслюдяные и биотитовые граниты.



**Рис. 2.9.** Поля составов пород калбинского комплекса на редкоземельном спектре, нормированных на состав хондрита C1 [Boynon, 1984]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые порфиоровидные и равномернозернистые биотитовые граниты; 2- II фаза - среднезернистые слабопорфиоровидные, равномернозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые, равномернозернистые двуслюдяные и биотитовые граниты.



**Рис. 2.10.** Поля составов пород калбинского комплекса на мультиэлементной диаграмме, нормированных на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые порфиридные и равномернозернистые биотитовые граниты; 2- II фаза - среднезернистые слабопорфиридные, равномернозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые, равномернозернистые двуслюдяные и биотитовые граниты.

[Sun and McDonough, 1989], характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Ba, Nb, Sr, Eu, Ti.

Породы *II фазы* внедрения калбинского комплекса, относительно пород первой фазы, имеют практически схожий состав петрохимических компонентов ( $\text{SiO}_2$  70-74 мас.% при среднем 71,54 мас.%). Единственным отличием является распределение щелочей в породах, что выражается в преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,72-0,88$ ; среднее 0,82) при их одинаковом суммарном количестве  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 6,85-7,93$  мас.% (среднее 7,38 мас.%). Значения CaO имеют – 2,05-2,51 мас.% (среднее 2,34 мас.%). Вариации феррических компонентов для пород *II фазы* также не имеют сильных отличий относительно пород *I фазы*:  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 2,57-3,66$  мас.% (среднее 3,28 мас.%);  $\text{TiO}_2 - 0,26-0,37$  мас.% (среднее 0,31 мас.%) при содержании глинозема  $\text{Al}_2\text{O}_3$  14,20-15,20 мас.% (среднее 14,80 мас.%).

Суммарное содержание редкоземельных элементов для гранитов второй фазы несколько ниже, чем у пород первой фазы ( $\Sigma\text{REE} = 119-132$  ppm, среднее 124 ppm). При этом спектры РЗЭ нормированные по хондриту C1 [Boynnton, 1984] имеют схожий наклон ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 6,20-34,11$  среднее 21,34), но отличаются величиной европиевой аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,40-0,82$ , среднее – 0,65). Также следует отметить, наличие положительного наклона РЗЭ-спектра в области тяжёлых элементов, что коррелирует с наличием граната в данных породах. Мультиэлементные спектры гранитов второй фазы калбинского комплекса, нормированные по примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989], схожий вид со спектрами пород первой фазы, но следует отметить более высокие концентрации Ba и Sr.

Пород *III фазы*, имеют составы типичные для пород сильных степеней дифференциации, т.е. характеризуются самыми высокими концентрациями  $\text{SiO}_2$  75-76 мас.%, низкими содержаниями мафических компонентов  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 0,79-1,03$  мас.% (среднее 0,93 мас.%);  $\text{TiO}_2 - 0,03-0,04$  мас.%.. Вариации остальных компонентов в пределах изученных пород третьей фазы калбинского комплекса тоже не большие ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  14,06-14,88 мас.%, среднее 14,50 мас.%;

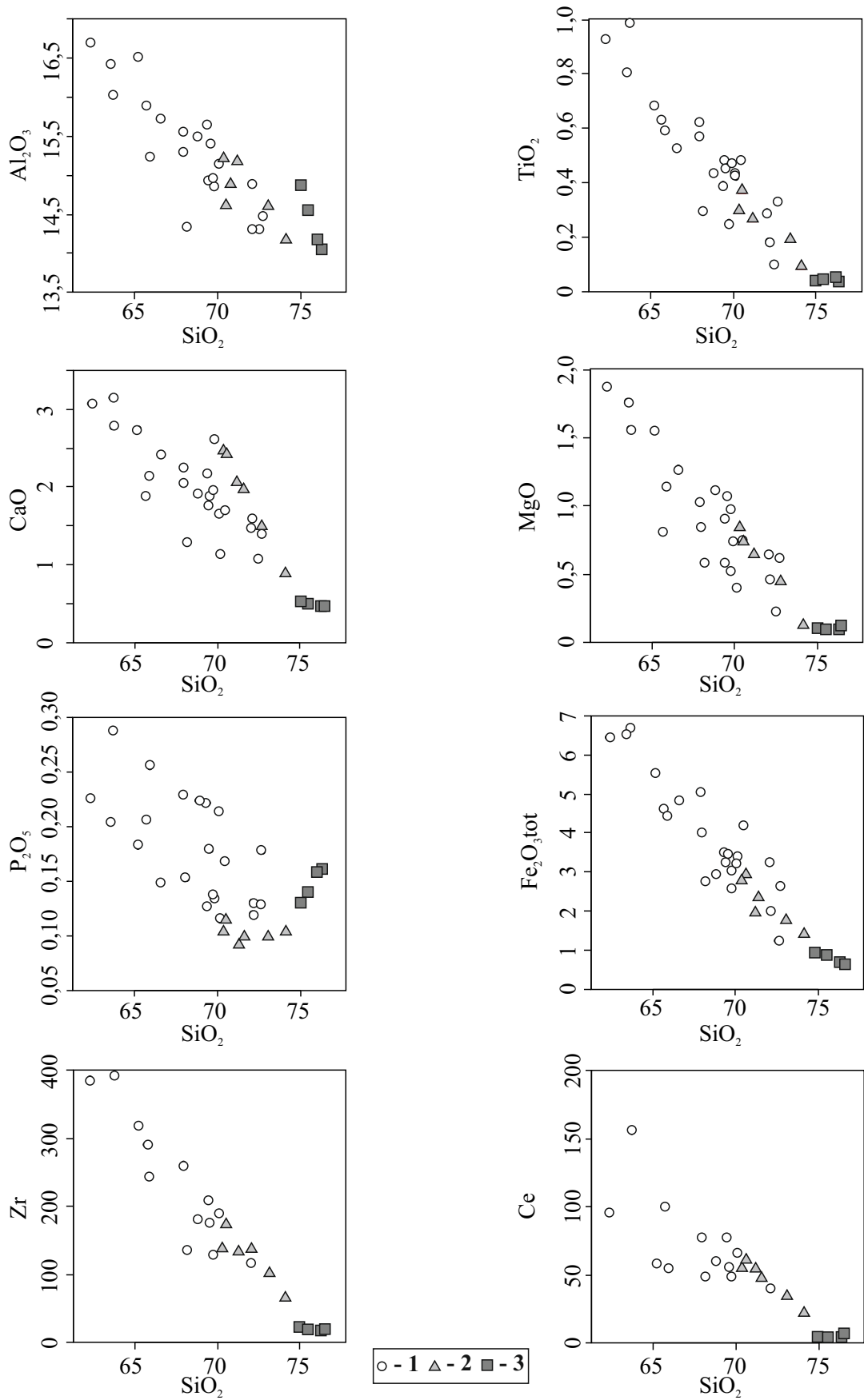


$K_2O/Na_2O = 0,98-1,03$ ; среднее 1,0;  $Na_2O+K_2O = 7,60-8,27$  мас.% среднее 7,99 мас.%;  $CaO = 0,48-0,52$  мас.%, среднее 0,50 мас.%).

По содержанию редких элементов породы третьей фазы имеют самые низкие уровни накопления РЗЭ ( $\Sigma REE = 10-12$  ppm). РЗЭ спектры практически пологие ( $La_n/Yb_n = 1,15-1,80$ , среднее 1,41) за счёт повышенного содержания HREE, которое отвечает большому содержанию граната в породах. Европиевый минимум наиболее проявлен, относительно предыдущих фаз ( $Eu/Eu^* = 0,11-0,12$ ). На мультиэлементных спектрах в породах третьей фазы калбинского комплекса хорошо проявлены минимумы по Ba, Nb, Sr, Ti, REE.

Исходя из того, что для гранитоидов калбинского комплекса характерно наличие в породах мусковита и граната, высокое содержание  $K_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$ , низкое -  $CaO$ , перглиноземистый состав, то согласно систематике гранитоидов [Chappel, White, 1974] данные граниты наиболее близки к S-типу. Согласно систематике, предложенной Л.В. Таусоном [Таусон, 1977] гранитоиды калбинского комплекса имеют наибольшее количество характеристик (содержания  $K_2O$ , Rb, Ta, Zr, отношения K/Rb), соответствующих гранитоидам, образовавшимся в результате палингенного плавления коровых субстратов, часть характеристик относится к ультраметаморфическим гранитоидам (содержания Sr, Ba, Nb). Эволюцию составов гранитоидов комплекса от ранней фазы к поздним можно проследить на диаграммах Харкера (рис. 2.11): так для более поздних фаз характерно наличие повышения концентраций  $CaO$ , Sr и уменьшения Eu-аномалии. Наличие в более поздних фазах граната, которое выражается в повышенных концентрациях HREE, свидетельствует о достаточно высоком давлении кристаллизации магматических расплавов ( $>5$  кбар) [Veilzeuf, Montel, 1994].

*Изотопный состав.* Результаты проведённых Sm-Nd, Rb-Sr,  $\delta O^{18}$  изотопных исследований пород калбинского комплекса приведены в таблице 2.2. Для них характерны значения  $\epsilon_{Nd}(T) = +0,81 - +1,96$  ( $T_{DM-2ST} = 906-1001$  млн лет). Для этих пород характерны низкие изотопные значения Rb-Sr ( $^{87}Sr/^{86}Sr(T) = 0,70487-$



**Рис. 2.11.** Поля составов пород калбинского комплекса на диаграммах Харкера, [Harker, 1909]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые порфиroidные и равномернозернистые биотитовые граниты; 2- II фаза - среднезернистые слабопорфиroidные, равномернозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые, равномернозернистые двуслюдяные и биотитовые граниты.

Таблица 2.2

## Изотопный состав Nd, Sr и O в гранитоидах калбинского комплекса

№ п/п	Проба	Возраст, млн. лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon \text{Nd}_{(T)}$	$T_{DM}$ (2-st)	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(T)}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ , в кварце
1	X-1056	296	6,7	32,5	0,1243	$0,512579 \pm 14$	<b>1,60</b>	945	187	135	4,1423	$0,72232 \pm 5$	<b>0,70481</b>	<b>14,9</b>
2	X-1042	286	2,8	17,8	0,0952	$0,512548 \pm 4$	<b>1,96</b>	906	119	324	1,0915	$0,71033 \pm 4$	<b>0,70589</b>	<b>12,4</b>
3	X-1043	286	3,1	18,4	0,1003	$0,512499 \pm 12$	<b>0,81</b>	1001	149	357	1,2482	$0,71004 \pm 5$	<b>0,70496</b>	<b>11,7</b>
4	X-1045	293	7,5	35,4	0,1281	$0,512591 \pm 8$	<b>1,65</b>	937	181	186	2,9005	$0,71734 \pm 6$	<b>0,70525</b>	<b>14,3</b>

1 – гранит 1-й фазы, Асубулакский массив; 2-3 - гранит 2-й фазы Черновинско-Войлочевского массива; 4 – гранит 1-й фазы Черновинско-Войлочевского массива.

0,70590); изотопный состав кислорода в породах калбинского комплекса имеет коровые значения: 11,7-14,9 ‰  $\delta O^{18}$ .

В целом, исходя из изотопных и геохимических данных, можно предположить, что формирование пород калбинского комплекса являлось результатом плавления высокоглинозёмистых ( $Al_2O_3 > 15$  мас. %) корвовых (метапелитового) субстратов при давлении больше 5 кбар (наличие граната).

## 2.4 Возраст

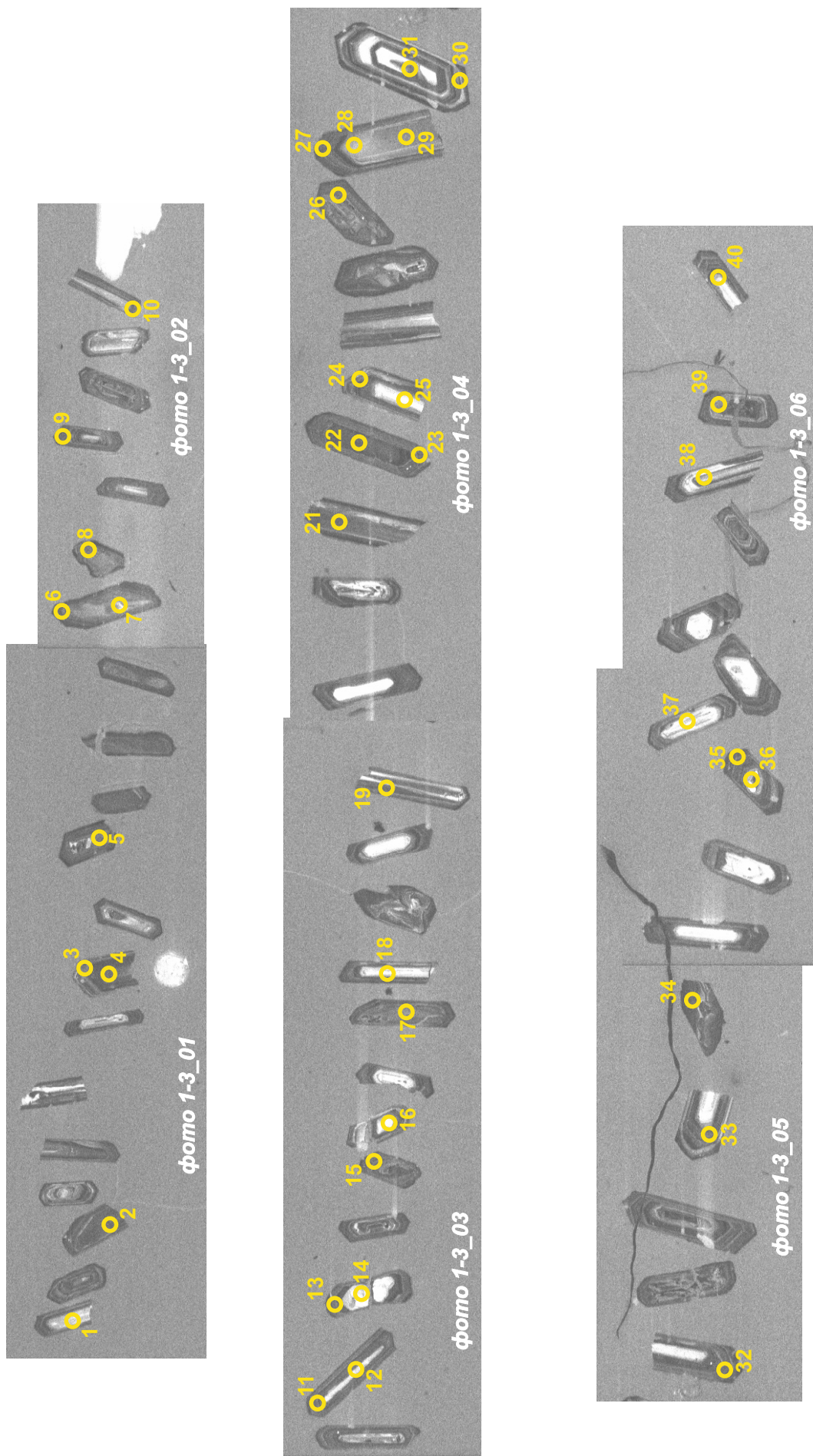
Для пород калбинского комплекса устанавливаются следующие взаимоотношения: 1) гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованные осадки среднего карбона; 2) калбинские гранитоиды рвут интрузии плагиогранитов кунушского комплекса в Точкинском и Жиландинском массивах и прорывают гранодиориты калгутинского комплекса в Курчумском и Буробайском массивах. 3) лейкократовые граниты, относимые к монастырскому комплексу, секут граниты калбинского комплекса в северной части Сибинского массива; 4) граниты калбинского комплекса прорываются базитовыми дайками миролюбовского комплекса (постбатолитовый дайковый комплекс). На основании этих данных, во всех схемах магматизма возраст калбинского комплекса принимался как раннепермский. Результаты К-Аг датирования дают широкий интервал возрастов со статистическим максимумом в интервале 290-270 млн лет, что так же отвечает ранней перми [Лопатников и др., 1982].

Для проведения U-Pb датирования пород калбинского комплекса были отобраны 3 пробы гранитов из разных частей Черновинско-Войлочевского массива (X-1042, X-1043, X-1045) и проба гранитов Асубулакского массива (X-1056). Из каждой пробы были выделены монофракции цирконов (рис. 2.12), затем зёрна были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зёрнами цирконовых стандартов "TEMORA-II" и "Plešovice". Зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические изображения и данные сканирующей электронной микроскопии. Анализ изотопного состава цирконов проводился методом LA-SF-ICP-MS с использованием коротковолнового лазера и магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой. Исследования выполнены методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (ThermoFisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), согласно методике, описанной в

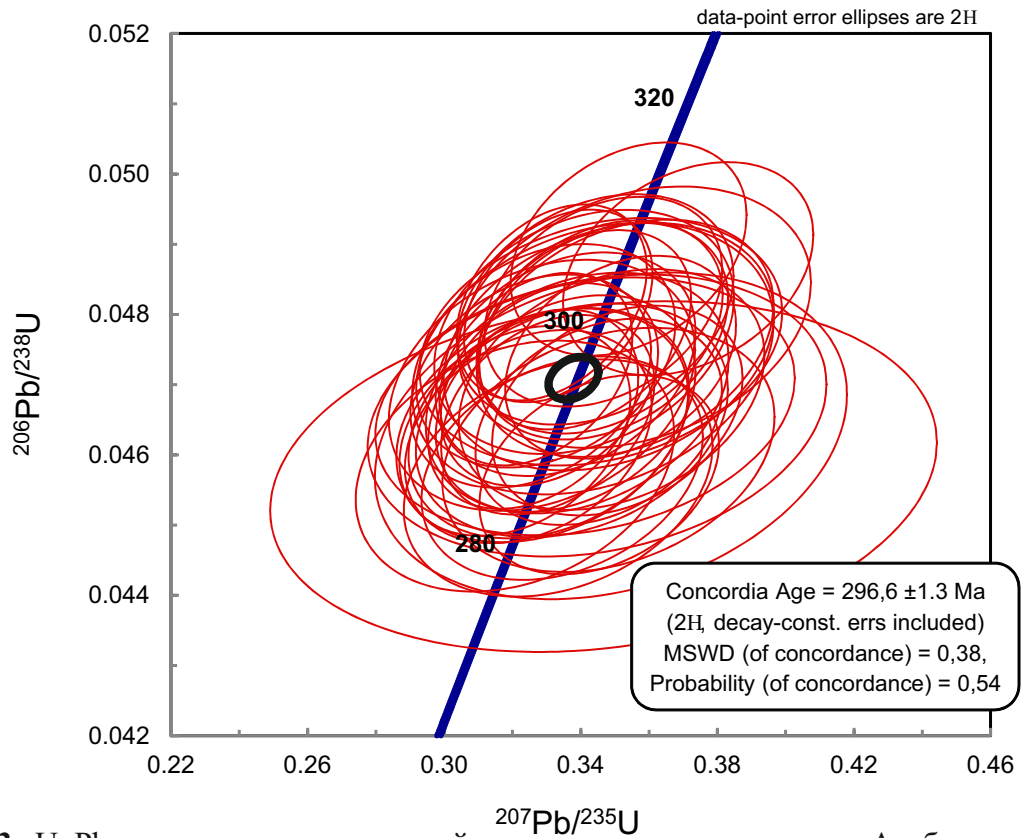
[Хубанов и др., 2016]. Цирконы облучались импульсным лазерным лучом с частотой 10 Гц, с диаметром 30 мкм, в течение 30 с. Испаренное вещество из лазерной установки в масс-спектрометр транспортировалось потоком чистого гелия. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей выполнены в программе Glitter [Griffin et al., 2008]. Расчет значений возраста методом построения диаграммы с конкордией выполнен с помощью программы ISOPLOT-3 [Ludwig et al., 2003]. Измерялось четыре изотопных отношения:  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ . Расчет возраста проводился методом рассмотрения U-Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) системы на конкордии. Относительная погрешность измерения изотопного отношения в одной точке ( $1\sigma$ ) для  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  составила  $\sim 1,5\%$ , а  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \sim 4\text{--}5\%$  для стандартных цирконов, что сопоставимо с показателями погрешности измерения этих изотопных отношений, получаемых SHRIMP методом.

По биотитовым порфиroidным гранитам первой фазы Асубулакского массива (проба X-1056) по 45 проанализированным точкам был получен конкордантный возраст  $296\pm 1$  млн лет (рис. 2.13). Для меланократовых порфиroidных гранитов (проба X-1045) из юго-западного обрамления Черновинско-Войлочевского массива по 49 точкам был получен конкордантный возраст  $293\pm 2$  млн лет (рис. 2.14). Также из Черновинско-Войлочевского массива были проанализированы два образца второй фазы – мелкозернистый равномернозернистый биотитовый гранит (проба X-1042) и среднезернистый биотитовый равномернозернистый гранит (проба X-1043). Возраст пробы X-1042 по 10 точкам -  $286\pm 3$  млн лет (рис. 2.15), возраст пробы X-1043 по 27 точкам  $286\pm 1$  млн лет (рис. 2.16).

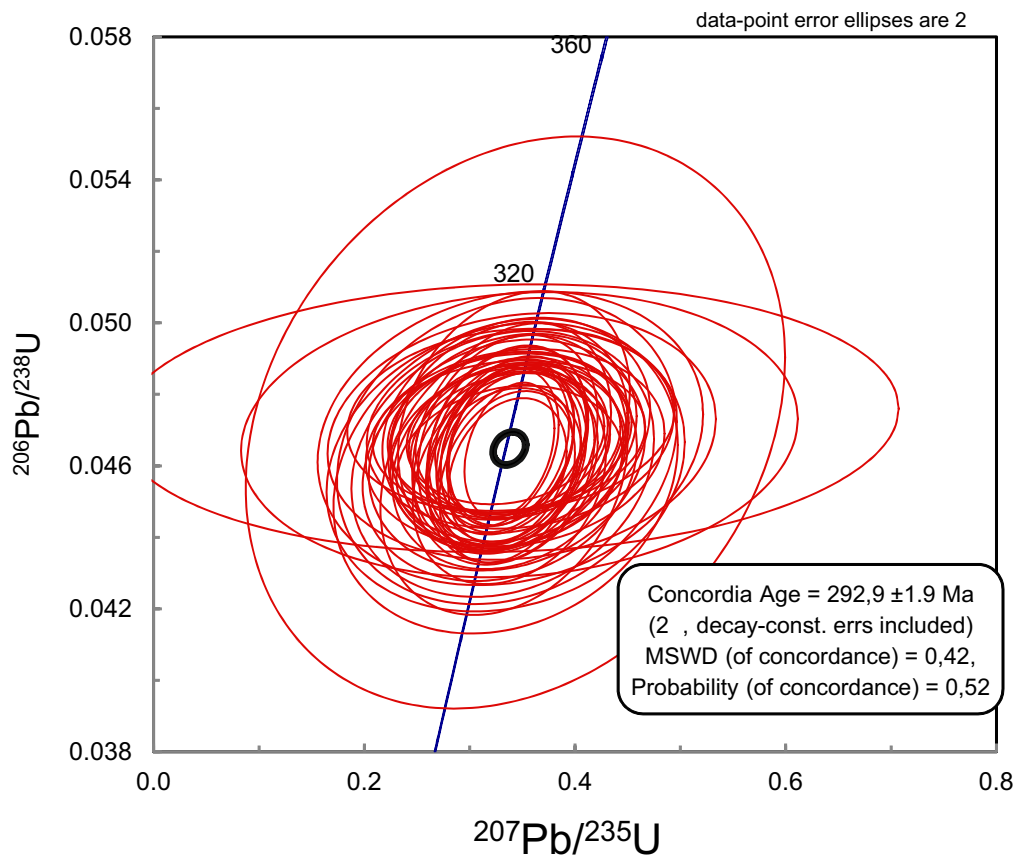
Полученные данные U-Pb изотопного датирования подтверждают предполагаемый ранее раннепермский возраст формирования гранитоидов калбинского комплекса и устанавливается, что формирование основной части Калба-Нарымского батолита (калбинского комплекса), произошло в относительно короткий интервал 10 млн лет – 296-286 млн лет.



**Рис. 2.12.** Каотдолминисцентные изображения проанализированных цирконов из гранитов Асубулакского массива калбинского комплекса (проба X-1056).

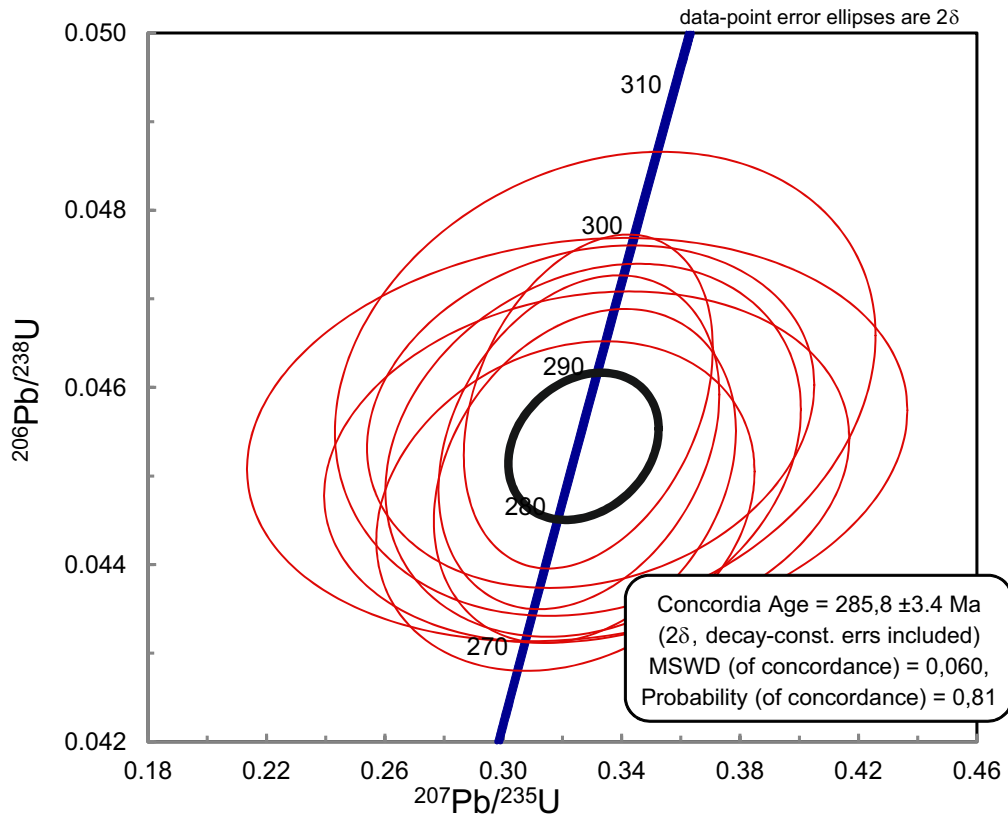


**Рис. 2.13.** U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Асубулакского массива калбинского комплекса (проба X-1056)

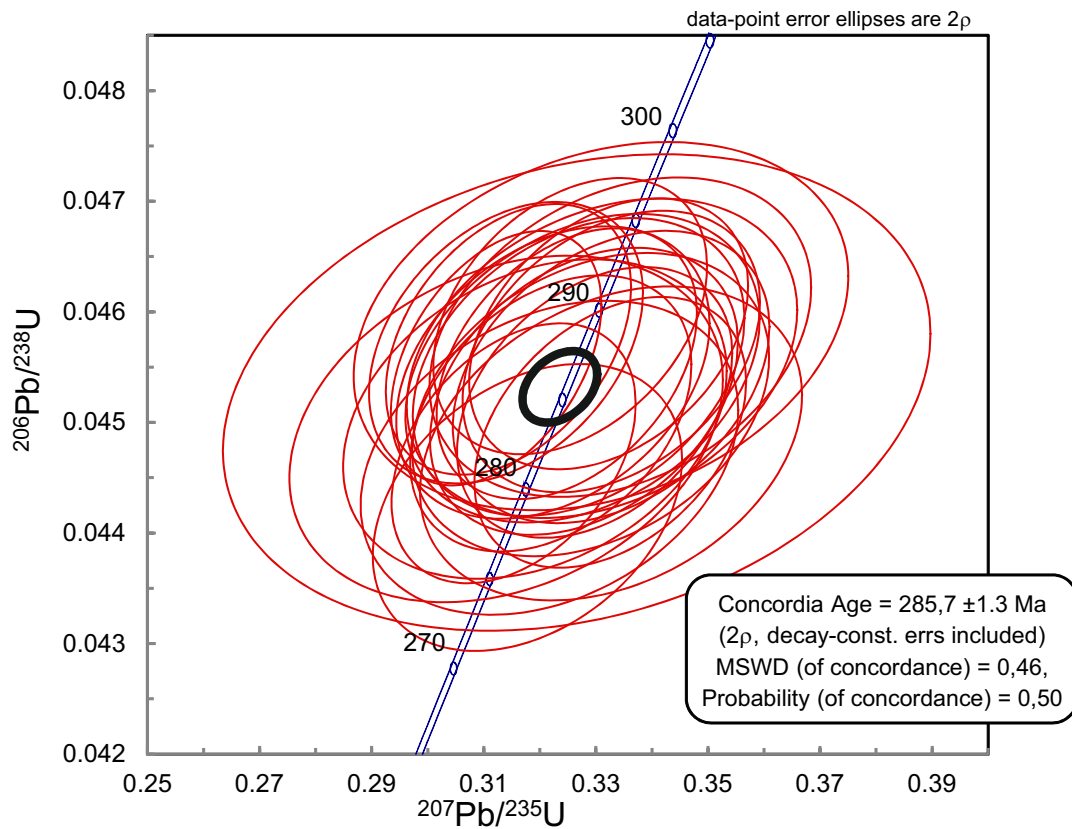


**Рис. 2.14.** U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Черновинско-Войлочевского массива калбинского комплекса (проба X-1045)





**Рис. 2.15.** U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Черновинско-Войлочевского массива калбинского комплекса (проба X-1042)



**Рис. 2.16.** U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Черновинско-Войлочевского массива калбинского комплекса (проба X-1043)

### ГЛАВА 3. МОНАСТЫРСКИЙ ЛЕЙКОГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС

Монастырский комплекс объединяет ряд крупных массивов, сложенных лейкократовыми гранитами. На протяжении всей истории изучения Калба-Нарымского батолита породы этих массивов рассматривались в качестве отдельной группы, но выделение их в новый комплекс произошло только в 50-е годы [Абдулкабирова, Строева, 1955; Щерба, 1957]. Некоторыми исследователями лейкограниты рассматривались в качестве завершающей фазы внедрения единого многофазного калбинского комплекса [Дьячков, 1972]. Но накопление богатого фактического материала свидетельствовало в пользу выделения лейкогранитов в самостоятельный комплекс: 1) монастырские граниты образуют самостоятельную узколокализованную цепочку интрузивов в западной части пояса; 2) они формируют самостоятельные многофазные интрузивы; 3) имеют отличное от калбинского комплекса оруденение.

Одним из дискуссионных вопросов являлось наличие лейкократовых гранитов расположенных на некотором удалении от основных массивов монастырского комплекса - ряд плитообразных тел на южных эндконтактах Миролубовского и Каиндинского массивов, а также лейкограниты Черновинско-Войлочевского массива. В работе [Лопатников и др., 1982] данные массивы рассматривались в качестве четвертой фазы внедрения калбинского комплекса. Шулыгиным и Навозовым [1985, 1986] было показано, что лейкограниты древнее, чем граниты, слагающие Каиндинский и Миролубовский массивы, и на этом основании выделялся новый каиндинский комплекс, который будет детально рассмотрен в следующей главе. В работе [Дьячков и др., 1994] были показаны обратные взаимоотношения гранитов и лейкогранитов и данные породы рассматривают в составе калбинского и монастырского комплексов.

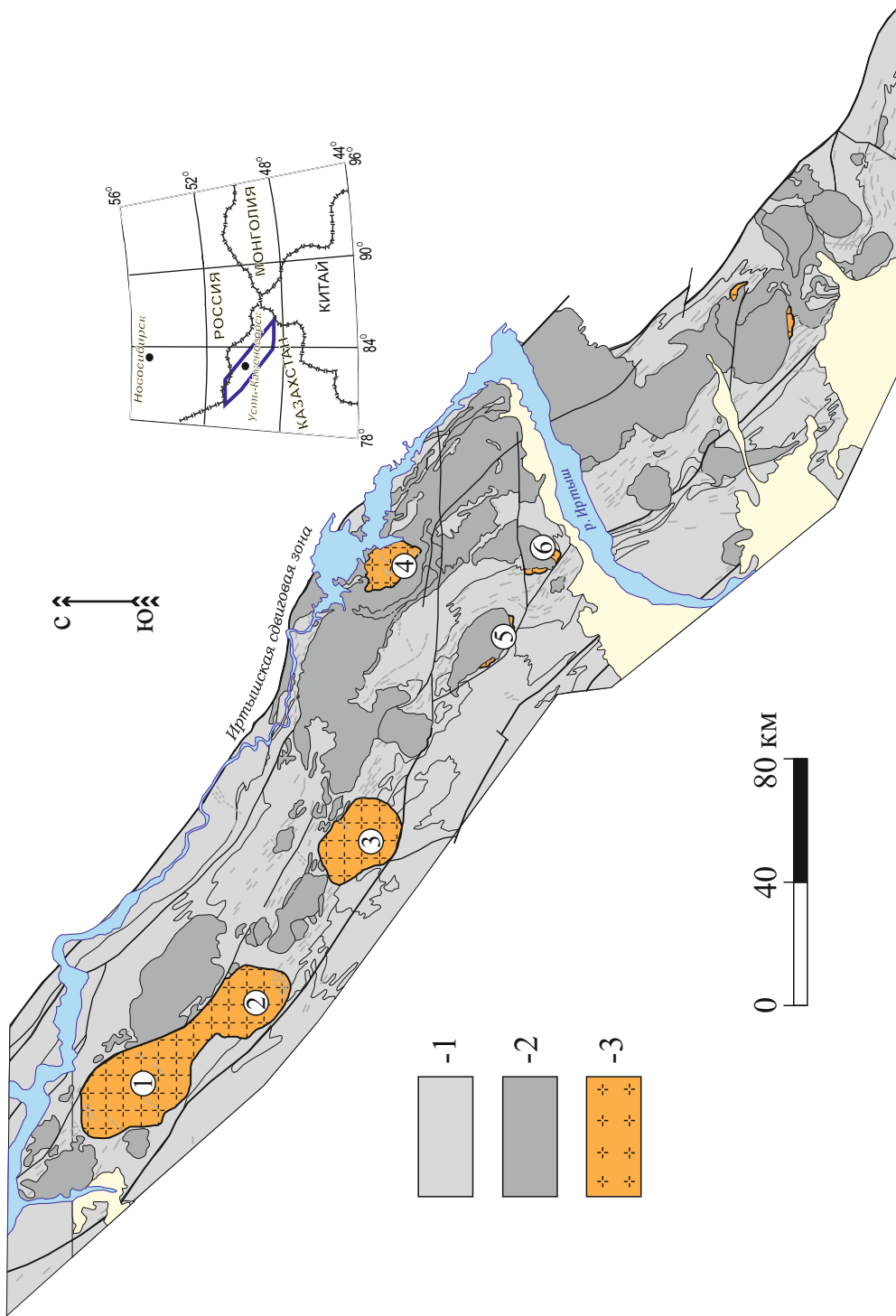
### 3.1 Геологическая позиция

Монастырский комплекс объединяет ряд крупных массивов, сложенных преимущественно лейкократовыми гранитами. Массивы данного комплекса развиты, главным образом в западной части Калба-Нарымского батолита (рис. 3.1). К монастырскому комплексу относятся массивы: Монастырский, Сибинский, Войлочевский, Дунгалинский массивы, а также небольшие тела в обрамлениях Каиндинского и Миролюбовского массивов. Согласно [Лопатников и др., 1982] массивы имеют плитообразную форму с мощностью 3-10 км с узкими вертикальными магмоподводящими каналами в центре. Вмещающими породами для гранитоидов являются черносланцевые толщи бурабайской свиты ( $C_{1v}$ ). Осадочные породы интенсивно ороговикованы. В целом, морфология массивов и взаимоотношения с вмещающими породами схожи с калбинским комплексом.

Согласно полевым исследованиям, в составе монастырского комплекса выделяются следующие фазы внедрения: первая фаза – биотитовые лейкограниты крупнозернистые равномернозернистые, реже порфировидные; вторая фаза – биотитовые граниты лейкократовые средне-, крупнозернистые порфировидные; третья фаза – мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые граниты, жильные граниты, аплиты, аплит-пегматиты, камерные пегматиты.

В рамках монастырского комплекса были изучены Монастырский, Сибинский, Войлочевский массивы и небольшое тело (шток) в южном эндоконтакте Каиндинского массива.

*Сибинский массив* расположен в центральной части рассматриваемого полигона. Плутон имеет четко оконтуренную эллиптическую форму (рис. 3.2), вытянутую с северо-запада на юго-восток, его размеры ~ 25x15 км, площадь около 290 км<sup>2</sup>. В разрезе, с учётом гравиметрических данных, плутон представляет собой этмолит (факолит) мощностью до 10 км с контактами, падающими наружу [Бескин и др., 1979]. Массив имеет ярко выраженное кольцевое внутреннее строение. Внешняя часть массива представляет собой кольцо шириной 1-3 км, сложенное крупнозернистыми равномернозернистыми

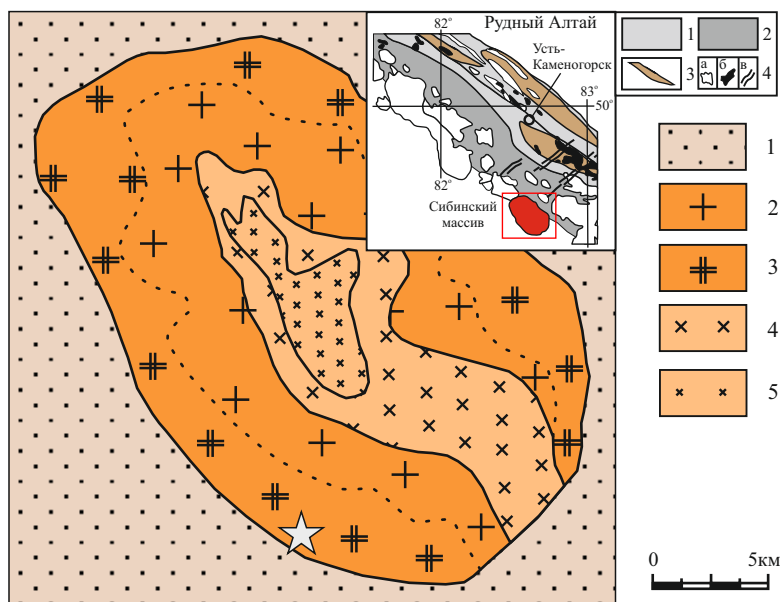


**Рис. 3.1.** Схема размещения гранитоидов монастырского комплекса в Калба-Нарымской зоне. Схема составлена на основе рабочего макета карты Восточного Казахстана 1:500 000 масштаба, ТОО ГРК «Топаз» (авторы: Навозов О.В, Караева Г.С.) с изменениями автора.

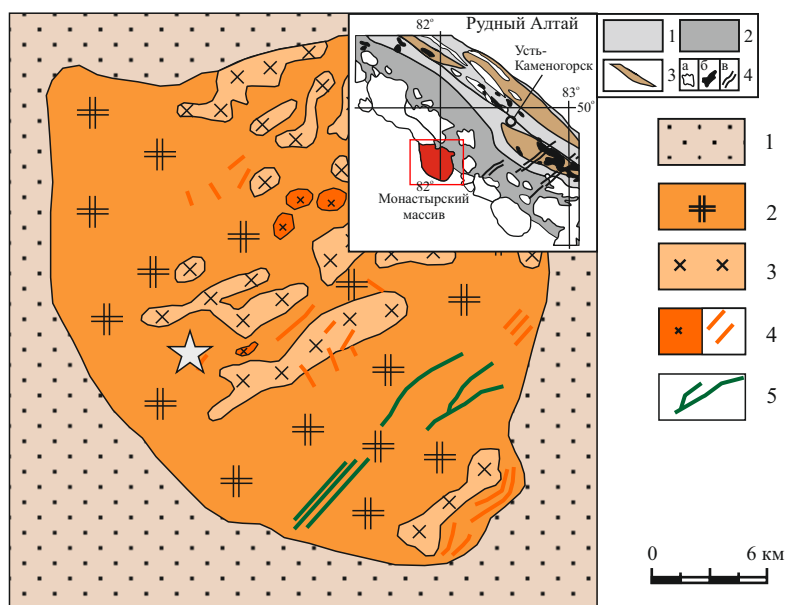
Условные обозначения: 1 - вмещающие породы нерасчленённые; 2 - прочие интрузивные комплексы нерасчленённые; 3 - гранитоиды монастырского комплекса.

Числами в кружках показаны массивы Монастырского комплекса: 1 - Дунгалинский, 2 - Монастырский, 3 - Сибинский; 4 - Каиндинский, 5 - Миролубовский.

На врезке справа показано положение исследуемого полигона.



**Рис. 3.2.** Геологическая схема Сибинского массива (составлена на основе материалов [Лопатников и др., 1982] с изменениями автора).  
 Условные обозначения: 1 – вмещающие породы не расчленённые; 2 и 3 – I фаза монастырского комплекса; 2 – крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 3 – крупнозернистые порфиroidные и слабопорфиroidные биотитовые лейкограниты; 4 – II фаза – среднезернистые биотитовые двуслюдяные лейкограниты; 5 – III фаза – мелкозернистые двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты. Врезка: 1 – Иртышская сдвиговая зона; 2 – Калба-Нарымский террейн; 3 – литоны высокометаморфизованных пород; 4 – интрузии габброидов (а), гранитоидов (б), лампрофиров (в).  
 Звездой показано место отбора пробы для U-Pb изотопного датирования КА-14-96.



**Рис. 3.3.** Геологическая схема Монастырского массива (составлена на основе материалов [Лопатников и др., 1982] с изменениями автора).  
 Условные обозначения: 1 – вмещающие породы не расчленённые; 2 – I фаза монастырского комплекса – крупнозернистые порфиroidные и слабопорфиroidные биотитовые лейкограниты; 3 – II фаза – среднезернистые биотитовые и двуслюдяные лейкограниты; 4 – III фаза – мелкозернистые двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты; 5 – дайки лампрофиров Мирюлюбовского комплекса. Врезка: 1 – Иртышская сдвиговая зона; 2 – Калба-Нарымский террейн; 3 – литоны высокометаморфизованных пород; 4 – интрузии габброидов (а), гранитоидов (б), лампрофиров (в). Звездой показано место отбора пробы для U-Pb изотопного датирования 8-03-10.

лейкогранитами. Ближе к центру массив представлен крупнозернистыми биотитовыми порфиroidными гранит-лейкогранитами, слагающими кольцо шириной 3-5 км. Центральная часть массива представляет собой небольшой шток, образованный среднезернистыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми порфиroidными, реже равномернозернистыми гранит-лейкогранитами, с фациальными переходами в биотит-мусковитовые мелкозернистые лейкограниты. В породах массива отсутствуют следы наложенных деформаций, вследствие чего практически отсутствуют дайковые породы миролюбовского комплекса, отвечающие завершающему этапу магматизма в регионе. Контакт массива с вмещающими сланцами бурабайской свиты секущих, с небольшим количеством ксенолитов.

*Монастырский массив* расположен в 25 км на северо-восток от Сибинского массива части. В плане он имеет изометричную форму с размерами примерно 26x14 км. Его площадь составляет примерно 250 км<sup>2</sup> (рис. 3.3). В северо-западной части Монастырский массив сливается с Дунгалинским массивом монастырского комплекса. В отличие от Сибинского массива, имеющего кольцевое строение, Монастырский массив на большей части дневной поверхности представлен лейкогранитами первой фазы, прорванными небольшими штоками и дайками последующих фаз. Основная часть массива представлена биотитовыми крупнозернистыми лейкогранитами равномернозернистыми, местами порфиroidными. Прорывающие штоки представлены породами второй фазы – биотитовыми, биотит-мусковитовыми среднезернистыми лейкократовыми гранитами порфиroidными, с постепенными переходами до равномернозернистых разновидностей. Секущие штоки имеют площадь от 0,3 до 5 км<sup>2</sup> и распространены преимущественно в центральной и северной части массива. Породы третьей фазы – биотит-мусковитовые и биотитовые мелкозернистые равномернозернистые граниты, слагают дайки различного простирания мощностью до 20 метров и небольшие массивы. Контакт массива с вмещающими сланцами бурабайской свиты секущих, с небольшим количеством ксенолитов. В южной и юго-восточной частях Монастырского массива

лейкограниты прорываются дайками лампрофиров северо-восточного простирания, мощностью первые метры с чёткими субвертикальными контактами. Данные дайки относятся к миролюбовскому дайковому комплексу, который представляет собой завершающий этап магматизма на территории Калба-Нарымского батолита и будет рассмотрен в другой главе.

*Войлочевский массив* это единственный массив монастырского комплекса расположенный в восточной части Калба-Нарымского террейна. Его размеры ~15x10 км (см рис. 2.3). Вмещающими породами являются граниты предшествующего калбинского комплекса, контакты между гранитоидами в местах проведения полевых работ задернованы. Массив сложен биотитовыми крупнозернистыми порфиroidными лейкогранитами. Гранитоиды других фаз на изученной автором территории Черновинского плутона не были обнаружены. В юго-восточной части плутон прорывается поздними дайками долеритового состава, относящимися к миролюбовскому комплексу.

*Тело лейкогранитов в южном обрамлении Каиндинского массива* представляет собой узкий, крутопадающий массив, шириной около 1 км (с севера на юг) и протяжённостью около 5 км (с запада на восток). На юге данное тело имеет интрузивный контакт с черными сланцами бурабайской свиты, а на севере граничит с биотитовыми порфиroidными гранитами, слагающими основную часть Каиндинского массива. Породы плитообразных тел схожи с лейкогранитами первой фазы Сибинского и Монастырского массивов, они представлены средне-, крупнозернистыми биотитовыми лейкогранитами. Вторая фаза, обычно слагающая центральные части массивов монастырского комплекса в пределах изученных тел отсутствует. Третья фаза представлена небольшими (первые метры) жилами и дайками аплитов.

### 3.2 Петрография и минеральный состав

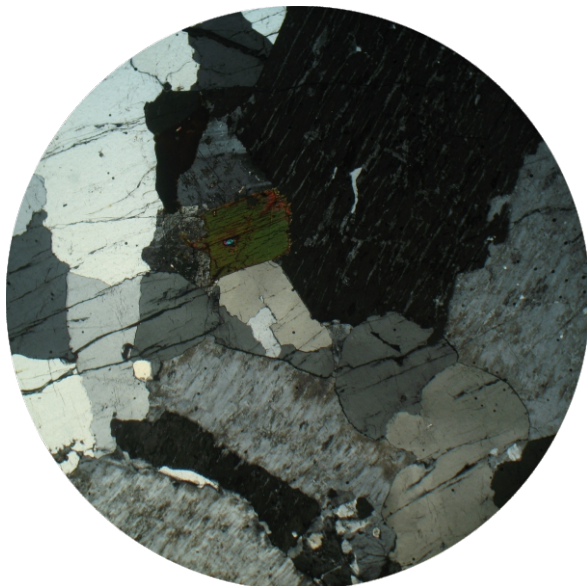
На основе проведённых полевых работ в составе монастырского комплекса выделяются три фазы внедрения комплекса, характеризующиеся различными петрографическими характеристиками.

Породы *I фазы* являются наиболее распространёнными породами среди массивов монастырского комплекса. Эта фаза была детально изучена на примере Монастырского, Сибинского, Черновинского и Каиндинского массивов. В составе первой фазы рассматриваются биотитовые крупнозернистые лейкограниты равномернозернистые, с фациальными переходами в порфиридные разновидности. Для этих пород характерна массивная текстура и гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая структура (рис. 3.4). В шлифах наблюдается идиоморфный призматический, коротко-призматический, до таблитчатого, плагиоклаз (15-25%). Количество полевого шпата всегда преобладает над плагиоклазом. Калиевый полевой шпат таблитчатый, часто с пертитовыми вросками альбита (35-40%). Кварц гипидиоморфен (25-35%), биотит чёрный, тёмно-коричневый, часто имеет псевдогексагональную таблитчатую форму (3-6%). В порфиридных разностях в фенокристаллах определен таблитчатый или призматический калиевый полевой шпат, достигающий 5 см по удлинению. Акцессорные минералы (~0,5%) представлены апатитом, цирконом, монацитом, ильменитом и редко гранатом.

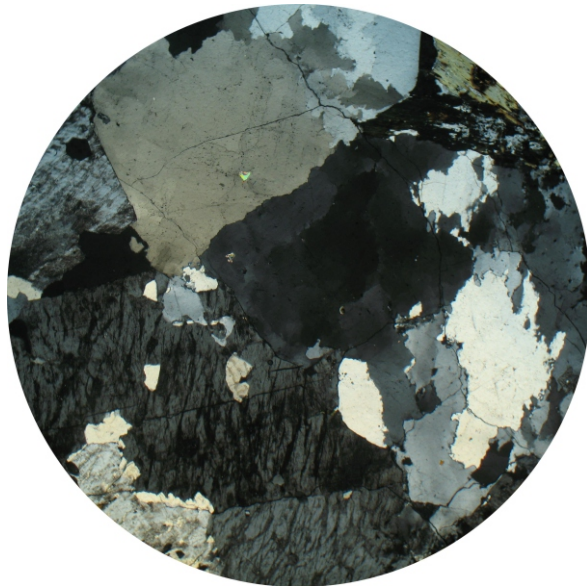
*II фаза* была рассмотрена на примере Монастырского и Сибинского массивов. Её основное отличие от пород первой фазы заключается в меньшей степени раскристаллизованности пород, преобладанием порфиридных разностей над равномернозернистыми, повышением количества темноцветов и появлением мусковита (см. рис. 3.4). В составе второй фазы рассматриваются среднезернистые, реже крупнозернистые биотитовые и биотит-мусковитовые лейкократовые граниты порфиридные, с фациальными переходами к равномернозернистым разностям. Породы имеют массивную текстуру и гипидиоморфную структуру. Соотношение калиевого полевого шпата и



## МОНАСТЫРСКИЙ



## СИБИНСКИЙ



**Рис. 3.4.** Слева - крупнозернистый лейкогранит Монастырского массива (обр.№ КТ-14). Поле шлифа составляет 7 мм, николи +. Структура породы порфировидная; Основная масса - гипидиоморфнозернистая.

Справа - крупнозернистый лейкогранит Себинского массива (обр.№ КТ-38). Поле шлифа составляет 7 мм, николи +. Структура породы равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая.

Состав лейкогранитов: плагиоклаз (10-15%), таблитчатый калиевый полевой шпат с многочисленными пертитовыми вростками альбита (45%), идиоморфный кварц (30-40%), коричневый таблитчатый биотит (2-3%, редко до 5%).

## КАИНДИНСКИЙ



**Рис. 3.5.** Аплит третьей фазы внедрения монастырского комплекса с южного обрамления Каиндинского массива (обр.№ КТ-35/2). Поле шлифа составляет 7 мм, николи +. Состав: плагиоклаз - 15%, калишпат - 30%, кварц - 30%, мусковит - 20%, биотит - 2%. Структура пород аплитовая микрокристаллическая.

плагиоклаза такое же, как и в породах первой фазы; полевой шпат, таблитчатой формы, образует порфиновые вкрапленники размерами 2-5 см и содержит пертитовые прорастания альбита (35-40%); плагиоклаз короткопризматический, таблитчатый, встречается как в основной массе, так и в виде фенокристаллов (20-30%). Кварц гипидиоморфный (25-35%). Биотит чёрный, тёмно-коричневый часто имеет псевдогексагональную таблитчатую форму (5-10%), мусковит представлен редкими, небольшими (первые миллиметры), плохораскристаллизованными зёрнами (0,5-1,5 %). Вторая фаза по составу аксессуарных минералов (~0,5%) отличается от первой фазы более высоким содержанием апатита и практически отсутствием монацита.

Породы *III фазы* были рассмотрены на примере даек и жил Монастырского массива и штока образующего центральную часть Сибинского массива. Данная фаза представлена мелкозернистыми биотит-мусковитовыми, реже биотитовыми, равномернозернистыми, местами слабопорфировидными лейкогранитами, а также жильными аплитами и пегматитами. Породы имеют массивную текстуру и гипидиоморфную, панидиоморфную (аплитовидную) структуру (рис. 3.5). В составе пород преобладают полевой шпат (~40%), плагиоклаз (~20%), кварц (~30%). В двуслюдяных разностях мусковит (5-8%) преобладает над биотитом (до 2%) и часто формирует розетковидные скопления (до 0,5 см). В биотитовых разновидностях количество слюдистых минералов достигает 10%. Жилы аплитов имеют схожий минеральный состав и отличаются микрокристаллической аплитовой структурой.

### 3.3 Вещественный состав

Петрогеохимическая характеристика монастырского комплекса приводится на основе 79 петрохимического и 43 редкоэлементных анализов. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов представительных проб комплекса приведены в таблице 3.1. Полный список определённых составы гранитоидов монастырского комплекса приведён в приложении 2.

Для лейкогранитов *I фазы* внедрения монастырского комплекса характерны содержания  $\text{SiO}_2$  72,1-77,9 мас.% (среднее 74,63 мас.%) при постоянном преобладании  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,07-1,93$ ; среднее 1,53). Породы имеют высокое суммарное содержание щелочей -  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7,03-9,71$  мас.% при средних содержаниях 8,06 мас.% и относительно низких значениях  $\text{CaO} - 0,45-1,18$  мас.% (среднее 0,73 мас.%) (рис. 3.6). Также для изучаемых пород характерно низкое содержание фемических компонентов:  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 1,82-4,54$  мас.% (среднее 2,74 мас.%);  $\text{TiO}_2 - 0,07-0,31$  мас.% (среднее 0,17 мас.%). Содержание глинозема  $\text{Al}_2\text{O}_3$  11,31-14,77 мас.% (среднее 13,00 мас.%). Рассматриваемые породы соответствуют высококалиевым гранитоидам ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$ ) известково-щелочной серии (рис. 3.7) (часть образцов попадает в поле шшонитовой серии). На классификационных диаграммах [Frost et al., 2001] составы лейкогранитов попадают в поля железистых пераллюминиевых известково-щелочных и щелочно-известковистых гранитоидов (рис. 3.8).

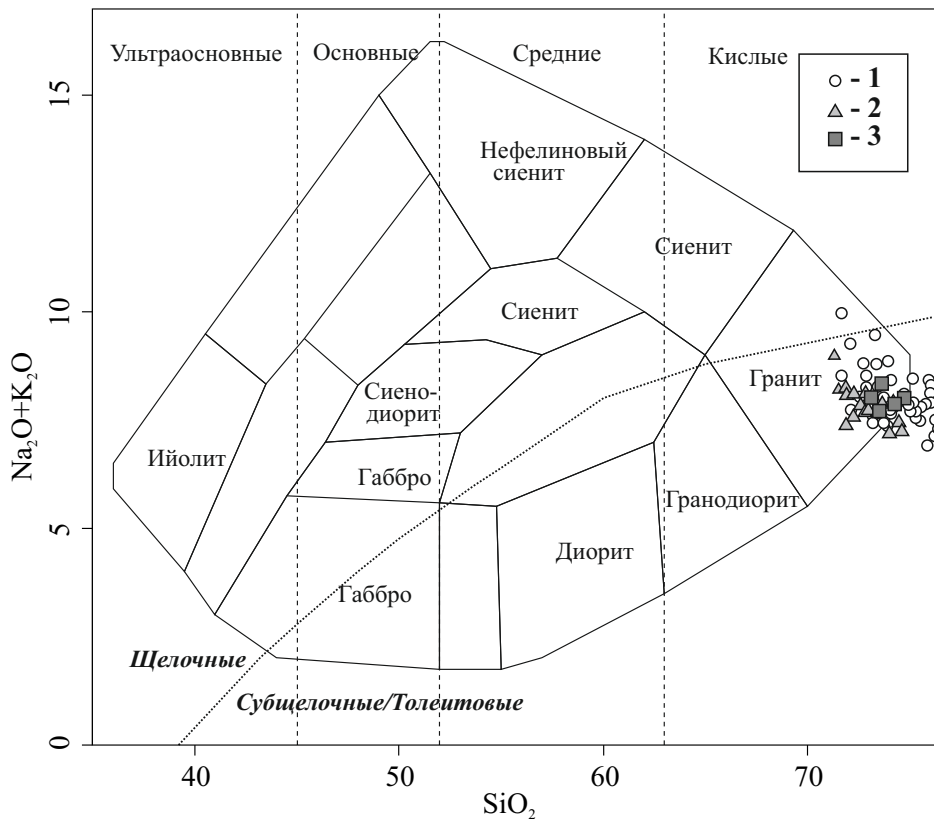
Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту C1 [Boynnton, 1984], имеют слабый отрицательный наклон до, практически, горизонтальных (рис. 3.9). Спектры имеют ярко выраженный Eu-минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,0072-0,1874$ , среднее - 0,0712), с суммарным содержанием РЗЭ  $\Sigma\text{REE} = 120-354$  ppm (среднее 254 ppm) и  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1,25-10,77$  (среднее 6,45). Мультиэлементные спектры лейкогранитов первой фазы монастырского комплекса, нормированные по примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989] (рис. 3.10), характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Ba, Nb, Sr, P, Eu, Ti и слабовыраженным максимумом по Th и U (рис. 5.8).

Таблица 3.1

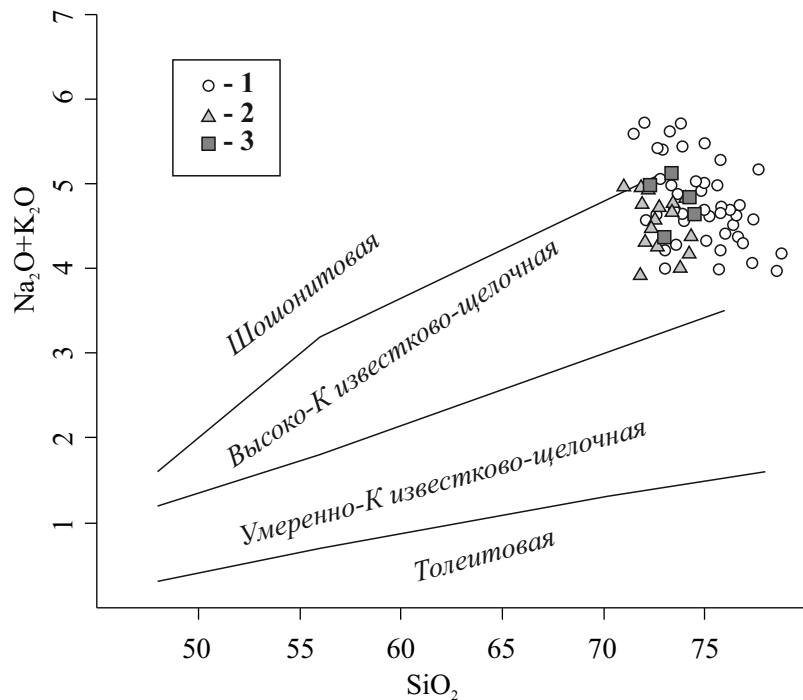
## Химический состав представительных проб гранитоидов монастырского комплекса

Фаза	I						II			III
	К-14-8	К-14-41	К-14-70	КТ-38	КТ-14	Х-1041	К-14-26	К-14-46	К-14-50	К-14-21
Образец	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub> , мас. %	75,96	72,53	76,20	77,16	72,99	73,75	71,40	72,73	73,92	74,20
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,28	0,13	0,12	0,28	0,13	0,25	0,23	0,22	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,70	13,93	12,40	12,10	13,72	13,22	14,53	14,44	13,82	13,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2,99	3,47	2,47	1,79	2,78	1,99	2,54	2,56	2,61	2,52
MnO	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	0,10	0,36	0,12	0,10	0,20	0,17	0,31	0,37	0,36	0,22
CaO	0,67	0,86	0,40	0,51	0,93	0,82	0,88	0,93	0,93	0,73
Na <sub>2</sub> O	2,93	3,25	3,02	2,97	3,40	3,48	3,19	3,31	3,31	3,12
K <sub>2</sub> O	4,75	4,63	4,70	5,15	5,35	5,01	5,78	4,55	4,17	4,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09	0,02	0,02	0,08	0,04	0,14	0,14	0,14	0,12
П,п,п,	0,59	0,56	0,57	0,00	1,13	0,83	0,68	0,82	0,54	0,50
Сумма	100,05	100,09	100,15	99,90	100,95	99,57	99,83	100,23	100,16	100,04
NK/A	0,85	0,74	0,81	0,86	0,83	0,84	0,79	0,72	0,72	0,76
A/CNK	1,05	1,17	1,15	1,06	1,05	1,05	1,11	1,20	1,19	1,16
Rb, г/т	211	271	197	259	211	288	264	219	231	194
Sr	17,6	48	14,3	16,2	75,6	34	88	78	78	78
Y	55	70	43	56	38	47	46	40	37	20
Zr	230	215	169	203	309	184	180	157	138	88
Nb	21	25	13,9	14,5	14,4	19,4	17,5	16,6	14,8	12,5
Cs	11,0	17,0	4,5	8,4	5,5	5,3	16,3	15,6	23	22
Ba	54	119	46	99	255	79	282	217	196	223
La	56	48	68	58	53	33	37	34	30	21
Ce	119	110	154	122	110	76	81	75	65	43
Pr	16,5	14,2	20	14,9	13,1	9,0	10,4	9,5	8,9	5,2
Nd	59	55	68	52	45	36	39	35	31	18,1
Sm	12,1	12,1	11,9	10,5	9,4	8,3	8,3	7,5	6,8	3,9
Eu	0,15	0,22	0,15	0,17	0,53	0,29	0,44	0,39	0,33	0,27
Gd	10,8	12,0	8,8	8,9	7,5	7,4	7,5	7,1	6,2	3,6
Tb	1,75	2,1	1,29	1,45	1,14	1,18	1,31	1,18	1,02	0,60
Dy	9,8	12,2	7,2	8,3	6,9	7,0	8,0	6,9	6,2	3,4
Ho	1,88	2,6	1,37	1,69	1,27	1,30	1,50	1,34	1,16	0,64
Er	5,5	7,2	4,1	5,1	3,7	4,0	4,5	4,0	3,5	1,80
Tm	0,87	1,05	0,67	0,84	0,57	0,60	0,72	0,62	0,56	0,28
Yb	5,3	7,0	4,3	5,7	3,5	3,6	4,5	3,9	3,6	1,80
Lu	0,75	0,98	0,62	0,86	0,53	0,54	0,65	0,56	0,51	0,27
Hf	7,9	8,6	7,4	7,2	7,9	6,6	6,5	5,8	5,2	3,6
Ta	1,32	2,2	1,62	1,87	0,90	1,48	2,2	2,2	2,3	2,3
Th	12,4	29	22	11,8	13,1	48	23	20	18,2	14,5
U	5,2	6,0	4,8	3,1	3,25	7,0	4,3	4,3	3,9	3,4
Σ P3Э	299	284	351	290	257	188	205	188	164	104
(La/Yb) <sub>N</sub>	7,16	4,67	10,77	6,83	10,23	6,09	5,55	5,86	5,67	7,85
Eu/Eu*	0,04	0,06	0,04	0,05	0,19	0,11	0,17	0,16	0,15	0,22

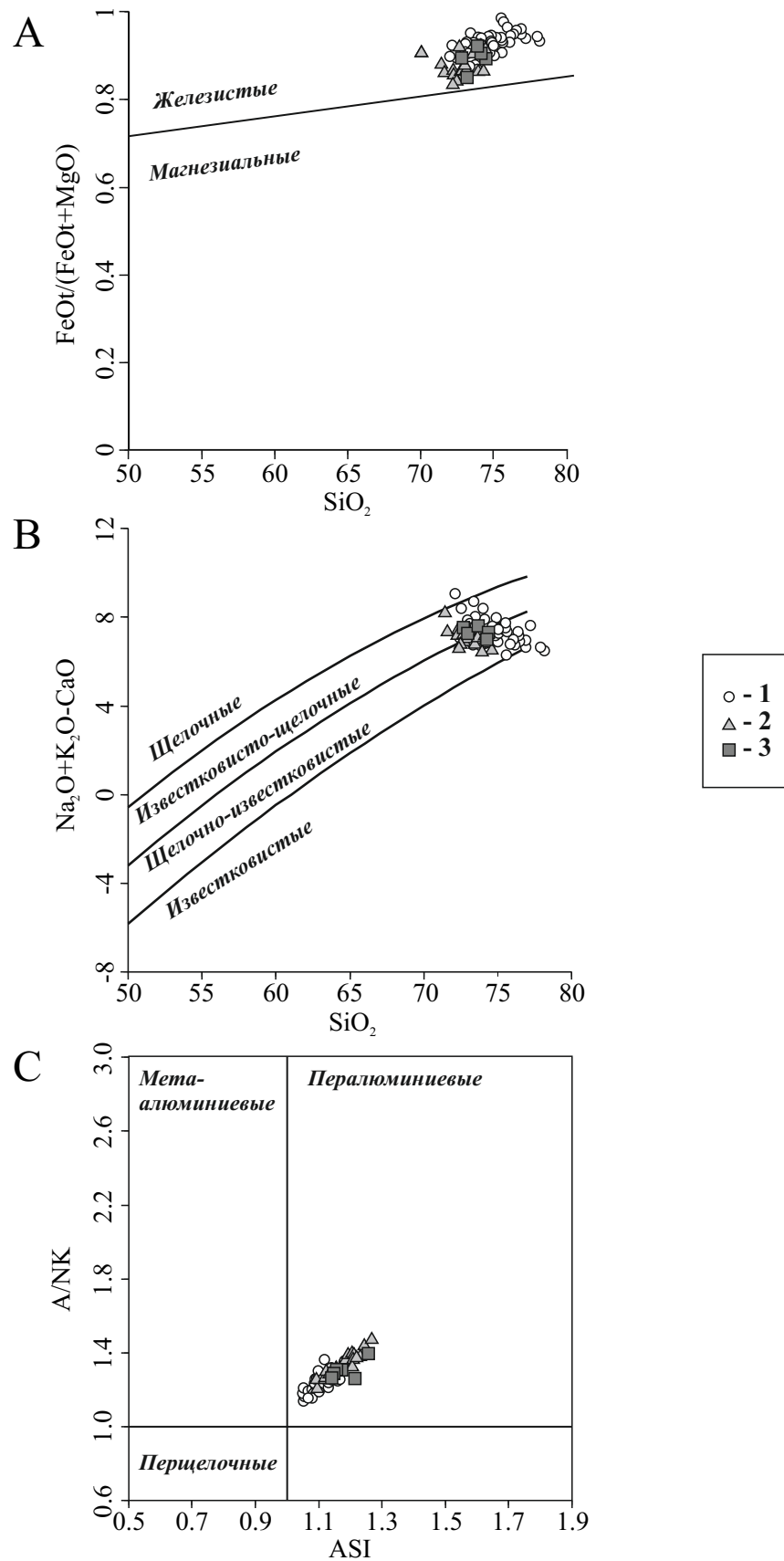
1-4 –лейкогранит Сибинского массива; 5 –лейкогранит Монастырского массив; 6 –лейкогранит Черновинско-Войлочевского массива; 7-9 – гранит II фазы Сибинского массива; 10 – гранит III фазы Сибинского массива.



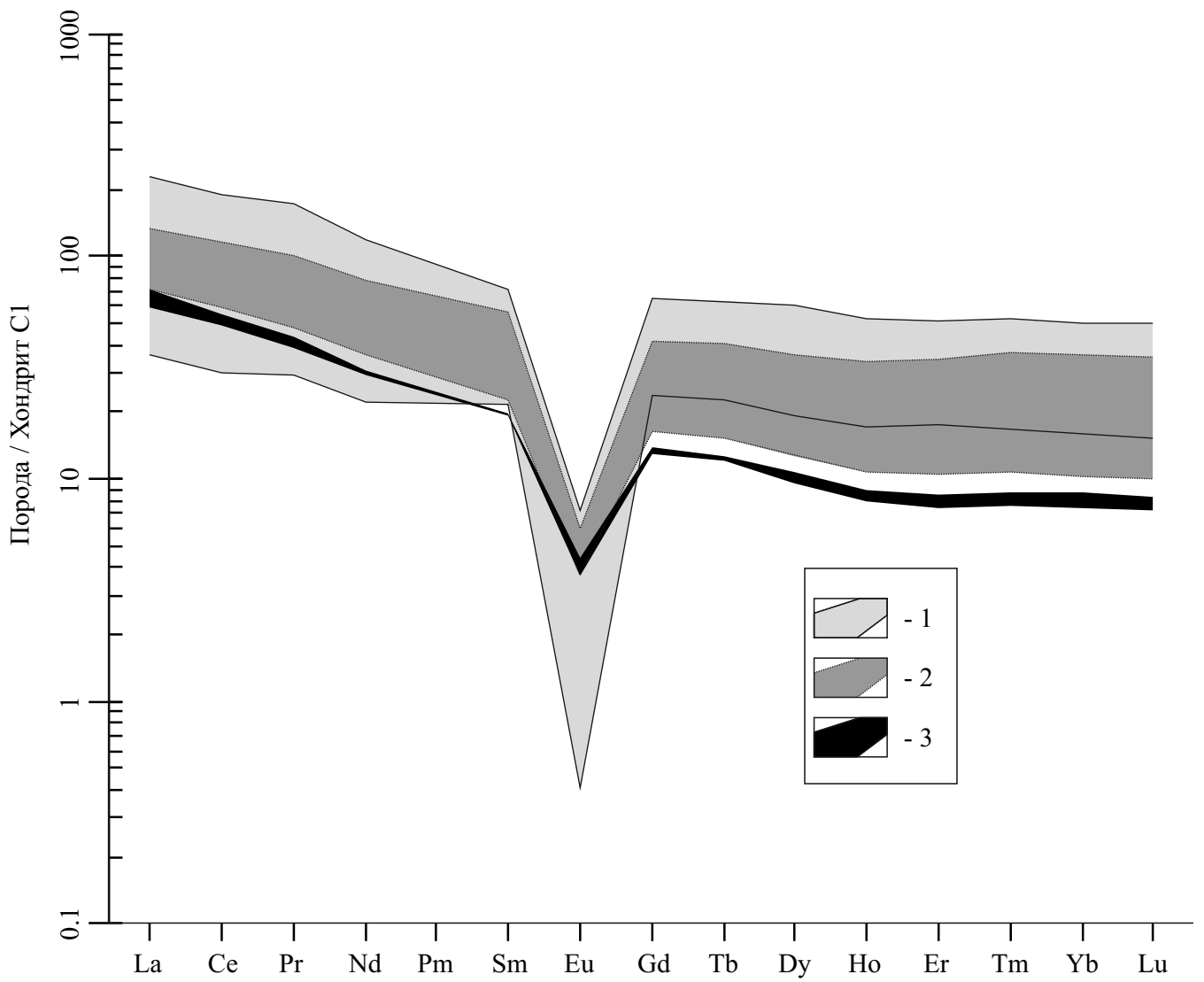
**Рис. 3.6.** Составы пород монастырского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2$  – сумма щелочей» [Cox et al., 1979]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые порфировидные, иногда равномернозернистые, биотитовые и двуслюдяные (Bt-Mu) лейкограниты; 3- III фаза - мелкозернистые, реже порфировидные равномернозернистые двуслюдяные лейкограниты.



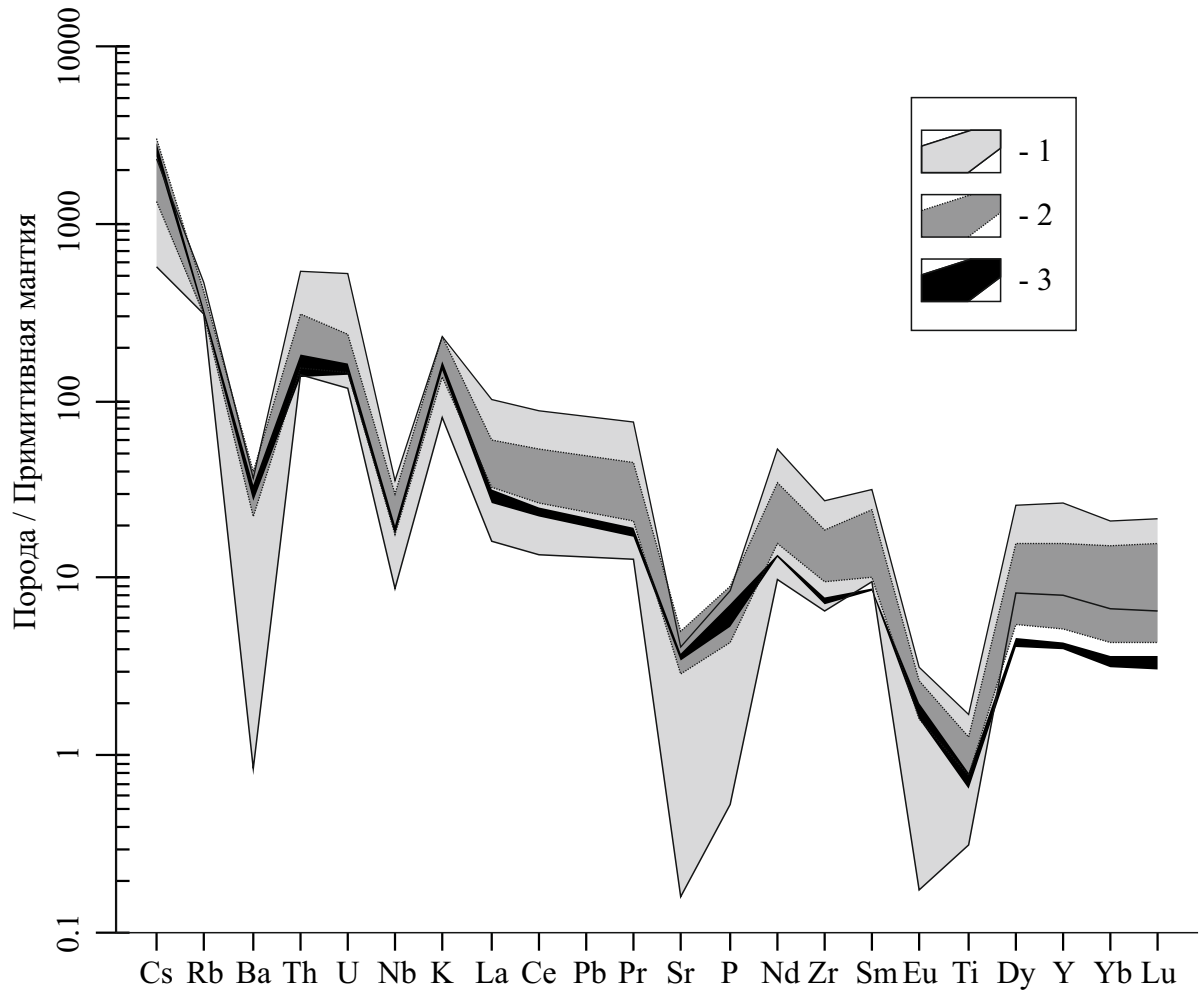
**Рис. 3.7.** Составы пород монастырского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2$  –  $\text{K}_2\text{O}$ » [Pescerillo and Taylor, 1976]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые порфировидные, иногда равномернозернистые, биотитовые и двуслюдяные (Bt-Mu) лейкограниты; 3- III фаза - мелкозернистые, реже порфировидные равномернозернистые двуслюдяные лейкограниты.



**Рис. 3.8.** Составы пород монастырского комплекса на классификационных диаграммах [Frost et al., 2001]: А - “ $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ ”; В - “ $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO} - \text{SiO}_2$ ”; С - “ $\text{A}/\text{NK} = \text{Al}/(\text{Na}+\text{K}) - \text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca}-1.67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$ ”. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернoзернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднoзернистые порфиоровидные, иногда равномернoзернистые, биотитовые и двуслюдяные (Bt-Mu) лейкограниты; 3- III фаза - мелкoзернистые, реже порфиоровидные равномернoзернистые двуслюдяные лейкограниты.

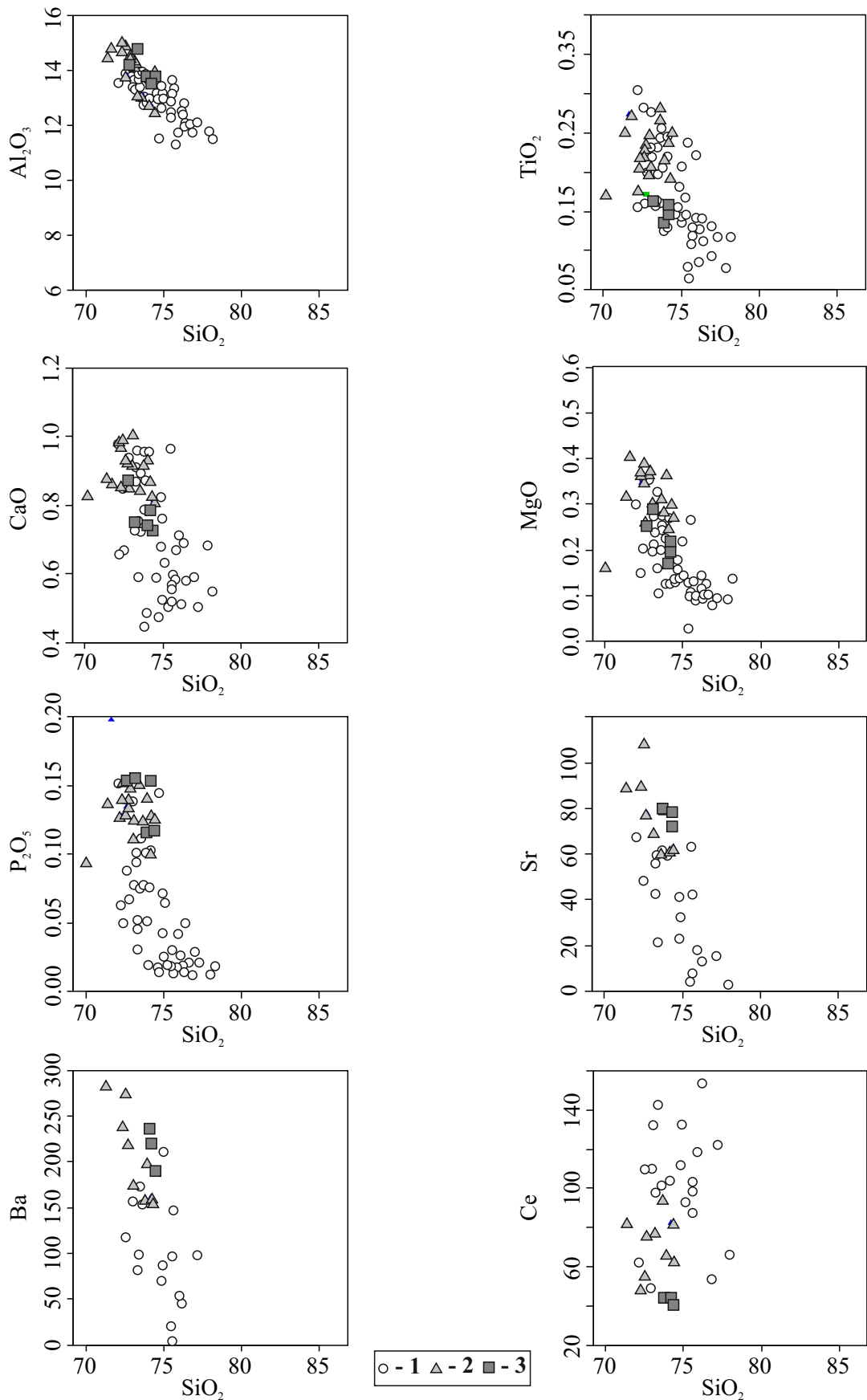


**Рис. 3.9.** Поля составов пород монастырского комплекса на редкоземельном спектре, нормированных на состав хондрита C1 [Boynnton, 1984]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты (22 образца); 2- II фаза - среднезернистые порфиroidные, иногда равномернозернистые, биотитовые и двуслюдяные (Bt-Mu) лейкограниты (10 образцов); 3- III фаза - мелкозернистые, реже порфиroidные равномернозернистые двуслюдяные лейкограниты (3 образца).



**Рис. 3.10.** Поля составов пород монастырского комплекса на мультиэлементной диаграмме, нормированных на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты (22 образца); 2- II фаза - среднезернистые порфиroidные, иногда равномернозернистые, биотитовые и двуслюдяные (Bt-Mu) лейкограниты (10 образцов); 3- III фаза - мелкозернистые, реже порфиroidные равномернозернистые двуслюдяные лейкограниты (3 образца).





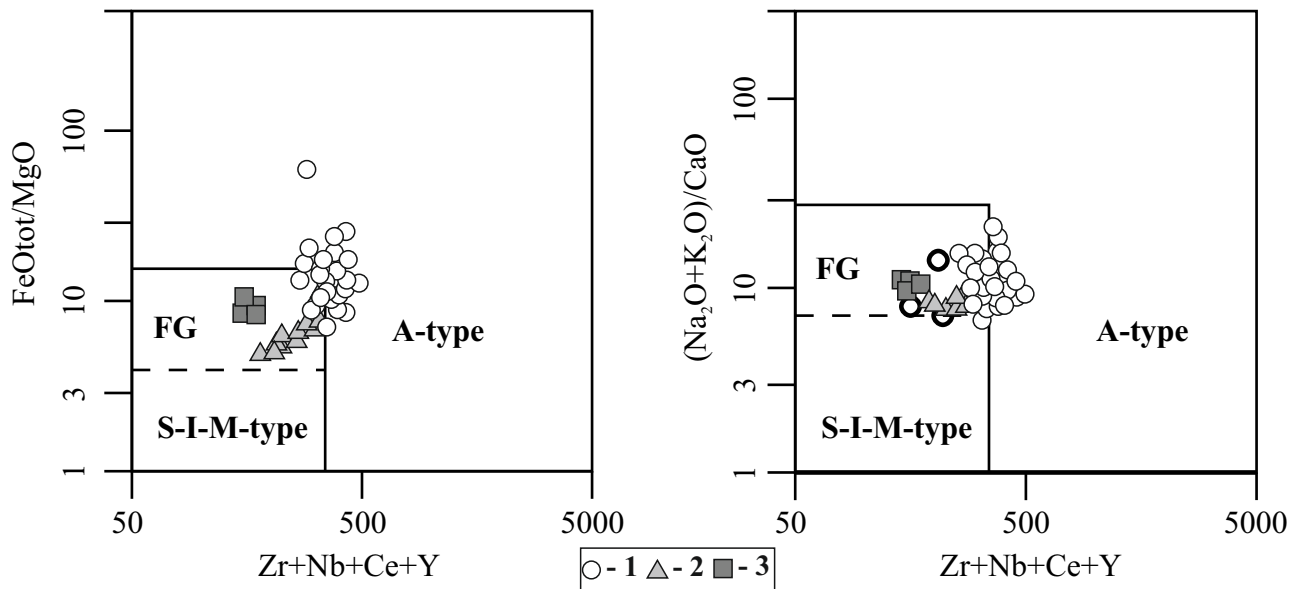
**Рис. 3.11.** Составы пород монастырского комплекса на диаграммах Харкера, [Harker, 1909]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые порфиридные, иногда равномернозернистые, биотитовые и двуслюдяные лейкограниты; 3- III фаза - мелкозернистые, реже порфиридные равномернозернистые двуслюдяные лейкограниты.

Для пород *II фазы* внедрения монастырского комплекса, относительно пород первой фазы, характерны более низкие значения  $\text{SiO}_2$  70,04-74,42 мас.% (среднее 72,83 мас.%), и более высокие содержания мафических компонентов  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 2,32-3,72$  мас.% (среднее 3,01 мас.%);  $\text{TiO}_2 - 0,17-0,28$  мас.% (среднее 0,23 мас.%) и глинозёма  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,51-15,90 мас.% (среднее 14,19 мас.%) (см. рис. 5.4). Содержания щелочных элементов и их отношения в целом не отличаются от гранитоидов первой фазы, т.е. это высококалиевые граниты известково-щелочной серии (см. рис. 3.6, рис. 3.7). На диаграммах [Frost et al., 2001] (см. рис. 3.8) породы второй фазы занимают поля аналогичные породам предшествующей фазы, с тем отличием, что их составы слегка смещены в сторону магнезиальных пород и имеют более высокий индекс A/NK, что говорит о более высоком уровне  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

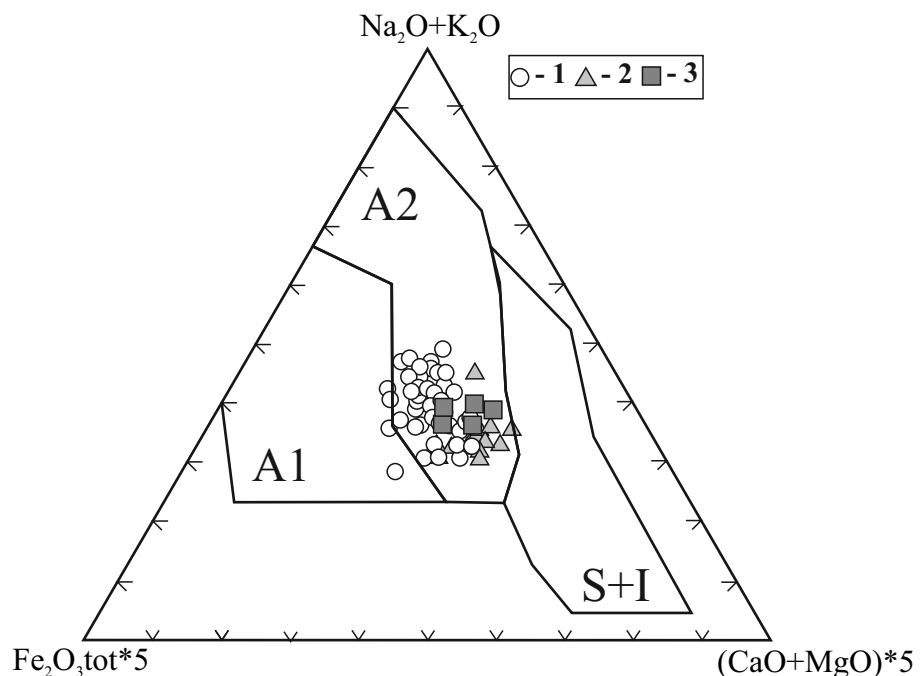
По содержанию редких элементов для второй фазы характерно более низкое суммарное РЗЭ ( $\Sigma\text{REE} = 170-250$  ppm, среднее 180 ppm). РЗЭ спектры (см. рис. 3.9) имеют одинаковый наклон со спектрами для пород первой фазы ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3,60-8,09$ , среднее 5,63), но менее выраженный европиевый минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,0858-0,2564$ , среднее – 0,1588). Мультиэлементные спектры (см. рис. 3.10) имеют те же минимумы и максимумы, что и породы первой фазы, но менее выраженные.

Составы пород *III фазы* на всех классификационных диаграммах занимают среднее положение между гранитоидами первой и второй фазы ( $\text{SiO}_2$  72,78-74,34 мас.%, среднее 73,67 мас.%;  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 2,12-2,74$  мас.%, среднее 2,41 мас.%;  $\text{TiO}_2 - 0,14-0,17$  мас.%, среднее 0,16 мас.%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,54-14,89 мас.%, среднее 14,03 мас.%) (см. рис. 3.6, 3.7, 3.8).

По содержанию редких элементов породы третьей фазы имеют самые низкие уровни накопления РЗЭ ( $\Sigma\text{REE} = 96-105$  ppm, среднее 102 ppm). РЗЭ спектры (см. рис. 3.9) имеют более крутой наклон относительно предыдущих фаз ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 7,72-9,43$ , среднее 8,33) за счёт пониженного содержания HREE, но менее выраженный европиевый минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,2171-0,2763$ , среднее – 0,2488).



**Рис. 3.12.** Составы пород монастырского комплекса на петрогенетических диаграммах, предложенных в работе [Whalen et al., 1987]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые порфиоровидные, иногда равномернозернистые, биотитовые и двуслюдяные лейкограниты; 3- III фаза - мелкозернистые, реже порфиоровидные равномернозернистые двуслюдяные лейкограниты; S-I-M-type - гранитоиды различных геохимических типов (не А-типа), FG- фракционированные гранитоиды, А-type - гранитоиды А-типа.



**Рис. 3.13.** Составы пород монастырского комплекса на петрогенетической диаграмме « $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}*5$  -  $(\text{CaO}+\text{MgO})*5$ », [Гребенников, 2014]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые порфиоровидные, иногда равномернозернистые, биотитовые и двуслюдяные лейкограниты; 3- III фаза - мелкозернистые, реже порфиоровидные равномернозернистые двуслюдяные лейкограниты.

Мультиэлементные спектры (см. рис. 3.10) имеют те же минимумы и максимумы, что и породы предыдущих фаз, но менее выраженные.

Эволюцию составов гранитоидов комплекса от ранних фаз к поздним можно проследить на диаграммах Харкера (рис. 3.11): так для более поздних фаз, содержащих большее количество биотита, апатита, характерны более высокие концентрации CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ba. Для пород первой фазы характерно более высокое содержание Ce, что отвечает большему содержанию монацита в качестве акцессорной фазы.

Для гранитоидов монастырского комплекса характерен пересыщенный глинозёмом состав, умеренное количество Zr (среднее 183 по 20 анализам ppm), Nb (среднее по 20 анализам 17) что, согласно систематике гранитоидов на геохимические типы, предложенной [Chappel, White, 1974] и развитой в других работах [Loiselle, Wones, 1979; Whalen, et al., 1987], более типично для гранитов S-типа. С другой стороны, лейкограниты имеют высокие суммарные значения щелочей, высокую железистость ((FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/MgO=0,89-0,97) низкие концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (среднее по 46 анализам 12,8 мас.%), CaO (среднее по 46 анализам 0,7 мас.%), MgO (среднее по 46 анализам 0,18 мас.%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (среднее по 46 анализам 0,06 мас.%) и высокие значения Ce (среднее по 20 анализам 105 ppm), Y (среднее по 20 анализам 57 ppm), Rb/Sr=2-32 (среднее по 20 анализам 6), Ce+Zr+Y=279-459 (среднее по 20 анализам 351 ppm), что более характерно для гранитоидов A-типа. На диаграммах «FeO\*/MgO – Zr-Nb-Ce-Y» и «(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)/CaO – Zr-Nb-Ce-Y», предложенных в работе [Whalen, et al., 1987] для отделения гранитоидов A-типа от остальных типов (рис. 3.12), составы лейкогранитов первой фазы ложатся в поле гранитов A-типа, а гранитоиды второй и третьей фаз, располагаются в поле фракционированных гранитов. Согласно диаграмме (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*5—(CaO + MgO)\*5 (мол. кол.) позволяющей разделять гранитоиды на I+S и A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> типы (рис. 3.13), предложенной в работе [Гребенников, 2014], все составы пород монастырского комплекса попадают в поле A<sub>2</sub>-гранитоидов. Также для гранитоидов монастырского комплекса характерно высокое отношение Y/Nb, что согласно данным [Eby, 1992], отвечает

гранитам А<sub>2</sub>-типа. Исходя из выше перечисленных данных по составу лейкогранитов монастырского комплекса, предполагается, что они являются гранитоидами А<sub>2</sub>-типа и являются результатом прациального плавления коровых субстратов при участии ювенильных базитовых магм, что согласуется с данными [Ебу, 1992; Frost et al., 2001, 2011; Гребенников, 2014].

*Изотопный состав.* Результаты проведённых Sm-Nd, Rb-Sr,  $\delta\text{O}^{18}$  изотопных исследований по породам монастырского комплекса приведены в таблице 3.2. Для пород монастырского комплекса характерны высокие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +4,3 - +5,2$  ( $\text{T}_{\text{DM-2ST}} = 705-773$  млн лет). Также для этих пород характерны низкие изотопные значения Rb-Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T}) = 0,7010-0,7026$ ); изотопный состав кислорода в породах монастырского комплекса имеет коровые значения – 12,1 ‰  $\delta^{18}\text{O}$ . Данные по изотопному составу лейкогранитов, также подтверждают, что их формирование происходило с участием мантийного изотопного резервуара.

Таблица 3.2

## Изотопный состав Nd, Sr и O в гранитоидах монастырского комплекса

№ п/п	Проба	Возраст млн. лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon \text{Nd}_{(T)}$	$T_{DM}$ (2-st)	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(T)}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ , в кварце
1	X-1041	283	8,1	35,2	0,1393	$0,512754 \pm 16$	<b>4,34</b>	705	286	29	28,6998	$0,82283 \pm 4$	<b>0,7072</b>	<b>12,1</b>
2	8-03-10	280	7,1	33,2	0,1300	$0,512695 \pm 6$	<b>3,53</b>	773	-	-	-	-	-	-
3	КА-14-26	280	8,1	37,9	0,1296	$0,512742 \pm 8$	<b>4,43</b>	695	296	85	10,0208–	$0,74118 \pm 1$	<b>0,7013</b>	-
4	КА-14-96	276	9,1	51,1	0,1079	$0,512744 \pm 11$	<b>5,25</b>	627	235	58	11,8352	$0,74906 \pm 4$	<b>0,7026</b>	-

1 – лейкогранит Черновинско-Войлочевского массива; 2, 3 – лейограниты 1-й фазы Сибинского массива; 4 – лейкогранит 1-й фазы Монастырского массива.

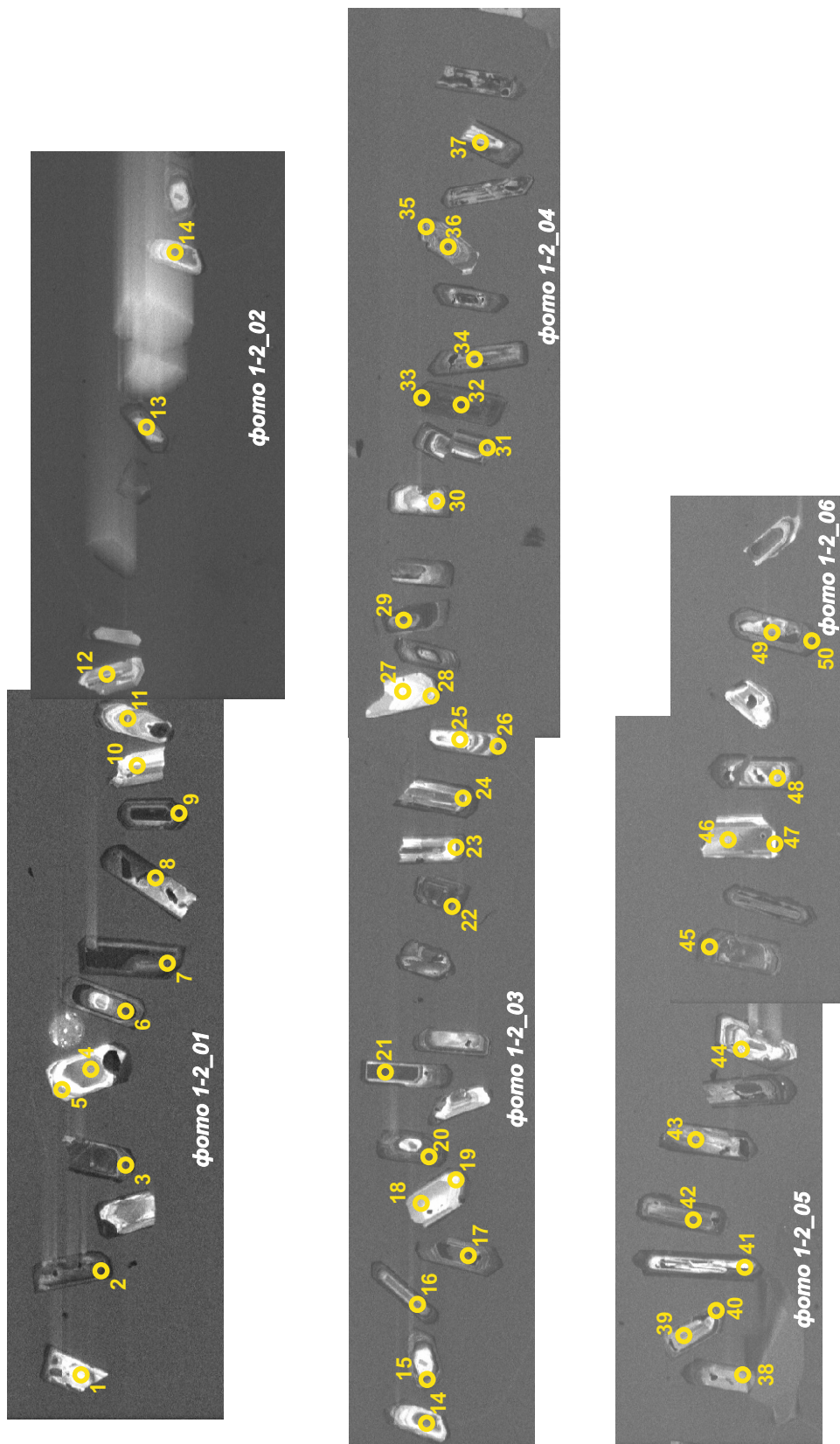
### 3.4 Возраст

Для пород монастырского комплекса устанавливаются следующие взаимоотношения: 1) лейкограниты прорывают фаунистически охарактеризованные осадки среднего карбона; 2) лейкократовые граниты, относимые к монастырскому комплексу, секут граниты калбинского комплекса в северной части Сибинского массива (Дворянская расчистка). В работе [Навозов, Шулыгин, 1985] в южной части Каиндинского массива установлены взаимоотношения, согласно которым лейкограниты монастырского комплекса секутся более меланократовыми порфиroidными гранитами. На основании этого порфиroidные граниты, слагающие массив, стали рассматриваться в качестве более молодого каиндинского комплекса. В работе [Дьячков и др., 1994] на территории Миролубовского массива описаны обратные взаимоотношения между лейкогранитами и порфиroidными гранитами – т.е. породы монастырского комплекса рассматриваются в качестве самого молодого гранитоидного комплекса Калба-Нарымского батолита. Значения абсолютного возраста, полученные К-Аг изотопным методом предыдущими исследователями по биотиту, колеблются от 190 до 290 млн лет, максимум значений приходится на интервал 270-285 млн лет, что отвечает концу ранней перми. На основании этих данных установлен «посткалбинский» возраст лейкогранитов и интервал внедрения условно принят как ранне-среднепермский [Навозов и др., 2011]

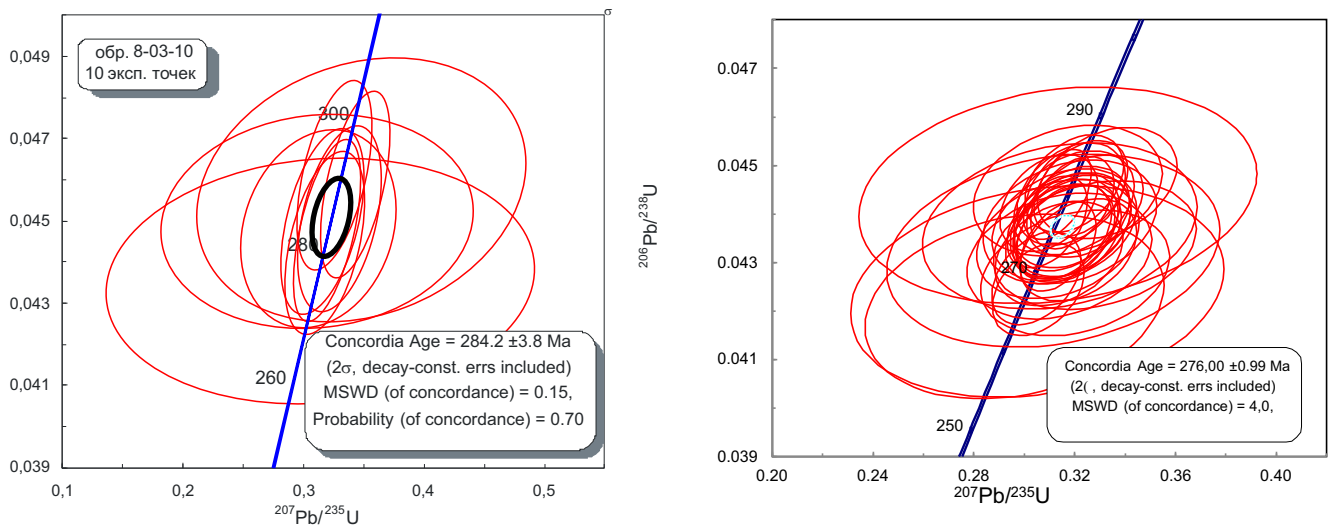
Для определения возраста формирования лейкогранитов монастырского комплекса были отобраны три пробы: крупнозернистый биотитовых равномернозернистый лейкогранит из южной части Сибинского массива (проба 8-10-03), слабопорфиroidный крупнозернистый биотитовый лейкогранит из Черновинско-Войлочевского массива (проба X-1041) и крупнозернистый слабопорфиroidный биотитовый лейкогранит Монастырского массива (проба КА-14-96) (рис. 3.14). Датирование лейкогранитов Сибинского массива (образец 8-10-03) было проведено методом SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), полученный по 10 точкам возраст -  $284 \pm 4$  млн лет (рис. 3.15). Пробы X-1041 и

КА-14-96 были продатированы методом LA-SF-ICP-MS (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) (методика детально описана в предыдущей главе). По пробе X-1041 проведены два изотопно-геохронологического анализа по различным зёрнам циркона – в первом анализе по 20 точкам был получен конкордантный возраст  $283\pm 2$  млн лет., во втором по 13 точкам получен возраст  $284\pm 2$  млн лет (рис. 3.16). Для пробы КА-14-96 по 39 точкам получен конкордантный возраст  $276\pm 1$  млн лет. На основании полученных U-Pb датировок предполагается, что возраст формирования лейкогранитов монастырского комплекса 284-276 млн лет.

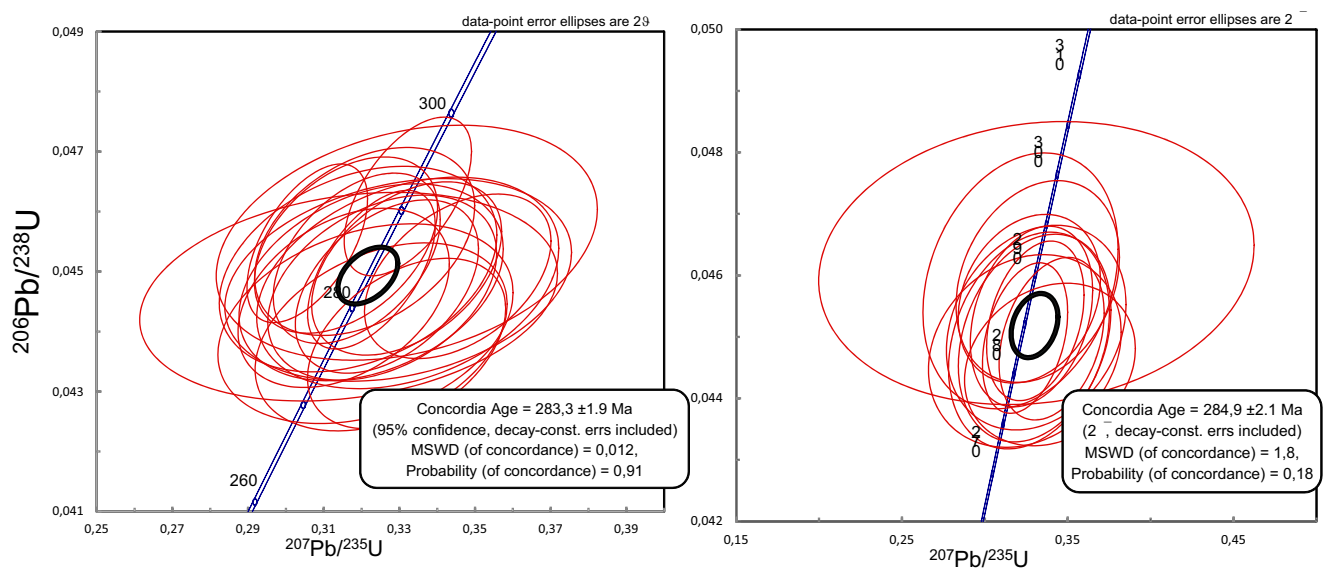




**Рис. 3.14.** Каотдолуминисцентные изображения проанализированных цирконов из гранитов Черновинско-Войлочевского массива монастырского комплекса (проба X-1041).



**Рис. 3.15.** U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранитов Сибинского массива (проба 8-03-10) (слева) и из лейкогранитов Монастырского массива (проба КА-14-96) (справа).

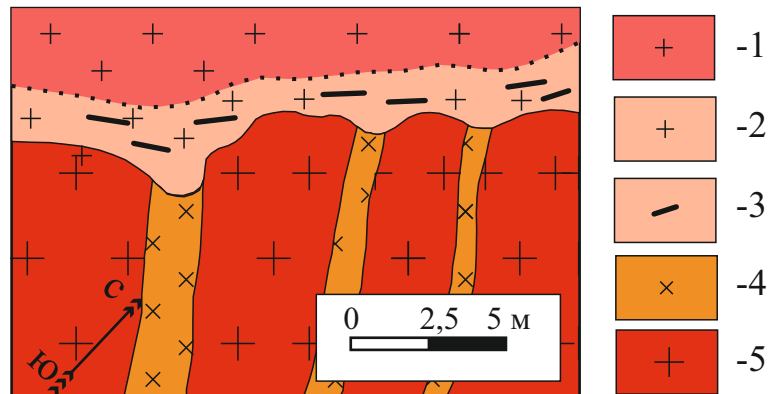


**Рис. 3.16.** U–Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из лейкогранитов Черновинско-Войлочевского массива монастырского комплекса (проба X-1041)

## ГЛАВА 4. КАИНДИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС

Выделение в составе Калба-Нарымского батолита наиболее молодого каиндинского гранитного комплекса остаётся дискуссионным вопросом. Впервые он был предложен В. С. Шулыгиным и О. В. Навозовым [1985, 1986]. Ими к каиндинскому комплексу были отнесены Каиндинский и Миролубовский массивы, представленные в основной своей массе средне-крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами. Позднее объём комплекса значительно расширился. Основания для выделения каиндинского комплекса были найдены в южной части Каиндинского массива на контакте крупнозернистых лейкогранитов (монастырский комплекс) и биотитовых порфиroidных крупнозернистых гранитов. Было установлено, что линией контакта срезаются дайки аплитов, размещённые в монастырских лейкогранитах. Контактные границы резкие, обычно прямолинейные, с небольшими заливами материала порфиroidных гранитов в трещины, выполненные, аплитовидными дайками гранитов монастырского комплекса (рис. 4.1). В данном случае соблюден один из главных геолого-структурных критериев выделения магматических комплексов: жильные дериваты раннего (в данном случае – монастырского) комплекса прорываются средне-, крупнозернистыми порфиroidными гранитами более позднего – каиндинского. Аналогичные взаимоотношения устанавливаются и в Миролубовском массиве, где один из крупных останцов в южном эндоконтакте рассечен апофизой порфиroidных гранитов [Шулыгин, Навозов, 1985, 1986; Навозов и др., 2011]. Данные геологические наблюдения подтверждаются в работе [Пономарева, Туровинин, 1993].

Существует и альтернативная точка зрения на выделение каиндинского гранитного комплекса. Дьячковым с соавторами [1994, 1998] при изучении южной части Миролубовского массива установлено, что апофизы лейкогранитов пересекают более меланократовые биотитовые граниты и содержат их в виде ксенолитов, т.е. лейкограниты имеют более молодой возраст и сопоставляются с



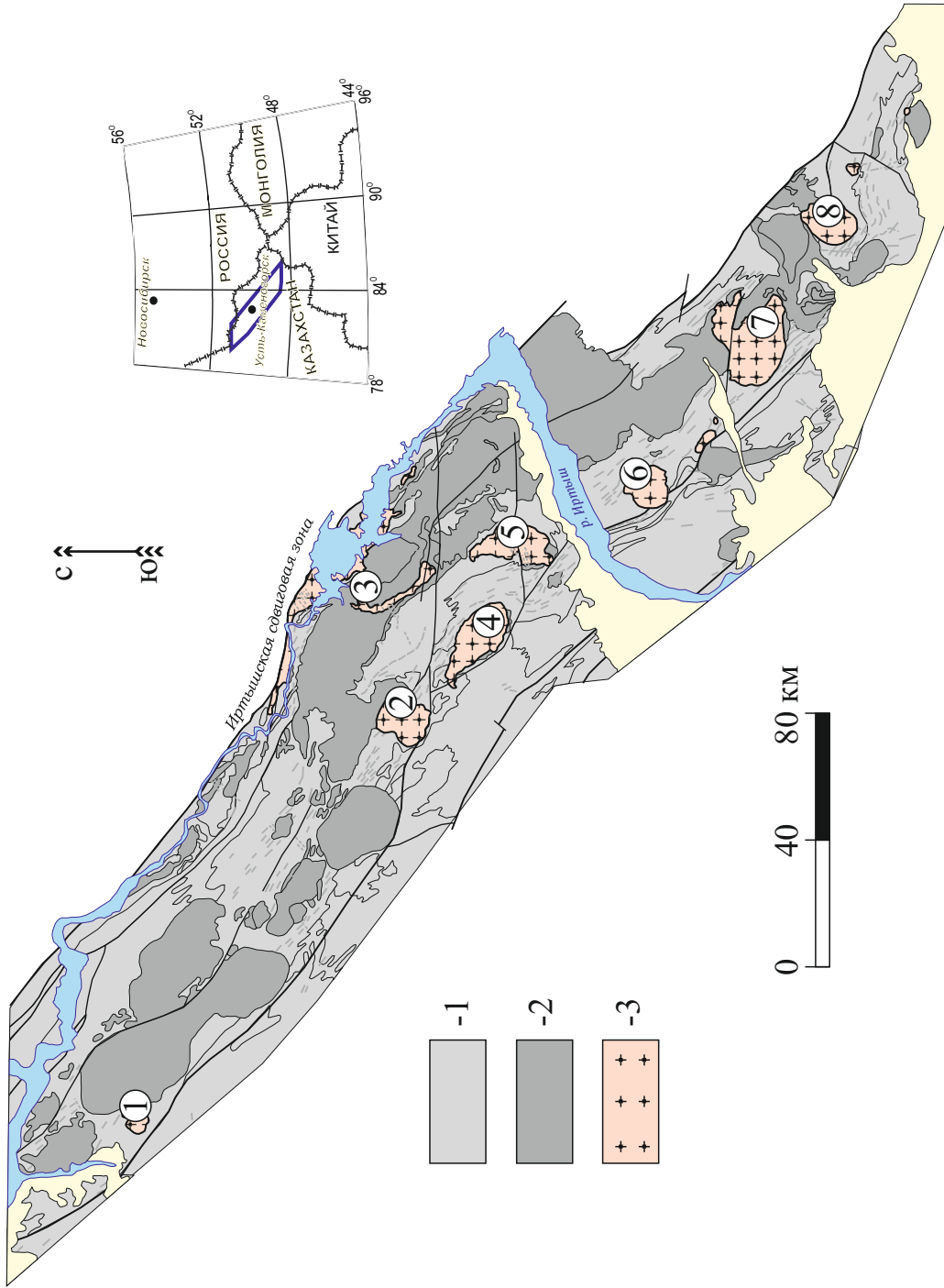
**Рис. 4.1.** Срезание дайки гранит-порфиров, секущей лейкократовые граниты, более меланократовыми гранитами в южном обрамлении Каиндинского массива (вид в плане) [Шулыгин, Навозов, 1985; Навозов и др., 2012]. Условные обозначения: 1- биотитовые крупнозернистые граниты ; 2- мелкозернистые приконтактные граниты; 3- порфировые вкрапленники калиевого полевого шпата; 4- мелкозернистые гранит-порфиры; 5- грубозернистые лейкократовые граниты.

монастырским комплексом, а биотитовые крупнозернистые порфировидные граниты рассматриваются ими в составе калбинского комплекса.

#### 4.1 Геологическая позиция

Каиндинский комплекс объединяет ряд массивов, преимущественно сложенных биотитовыми порфировидными гранитами. Как и массивы монастырского комплекса, массивы каиндинского комплекса формируют цепочку интрузивов в юго-западной части Калба-Нарымского террейна (рис. 4.1). К данному комплексу относятся (с северо-запада на юго-восток) Митрофановский, Шибендинский, Каиндинский, Миролубовский, Сергеевский, Буробайский и Кемиркаинский массивы, а также ряд сравнительно небольших тел в Черновинско-Войлочевском массиве. В плане для массивов этого комплекса характерны изометричные (Митрофановский, Шибендинский, Сергеевский, Кемиркаинский массивы) и овальные (Каиндинский, Миролубовский, Буробайский массивы) формы с площадью от 20-30 км<sup>2</sup> (Митрофановский) до 200 км<sup>2</sup> (Каиндинский). Согласно геофизическим данным [Лопатников и др., 1982; Навозов и др., 2011], данные интрузивы имеют лаколитоподобную форму с уплощёнными краями и значительной вертикальной мощностью (до 6-8 км) в центральных частях. Вмещающими породами для гранитов являются осадочные породы с возрастом среднего девона до раннего карбона. Контакты с осадочными породами резкие, с зонами ороговикования и ксенолитами в эндоконтактовых зонах.

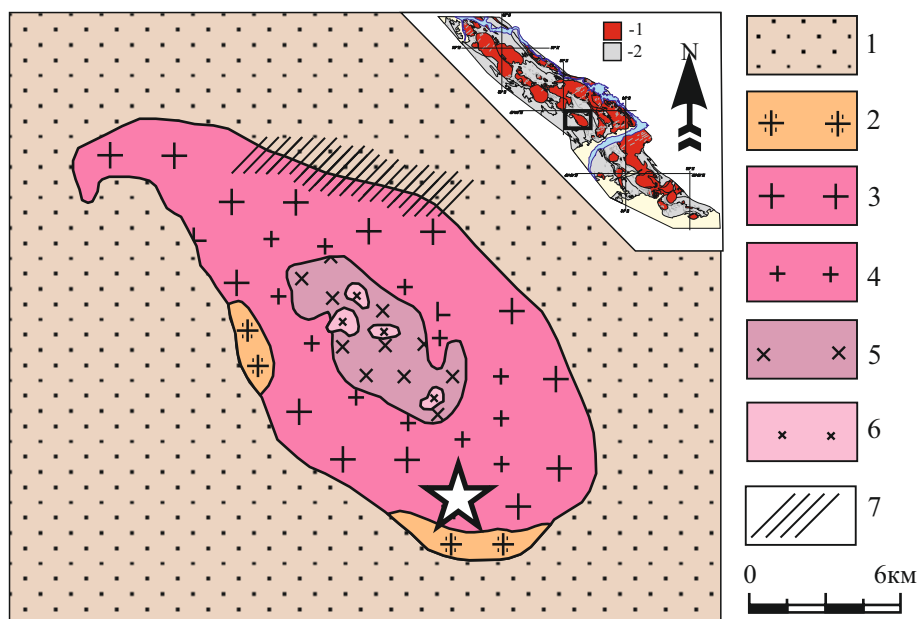
В строении данного комплекса принимают участие породы с составами, варьирующими от гранодиоритов до гранитов. В формировании каиндинского комплекса, согласно полевым исследованиям можно выделить три фазы внедрения: первая фаза – биотитовые порфировидные крупнозернистые, среднекрупнозернистые граниты, гранодиориты; вторая фаза – среднезернистые биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты; третья фаза – мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые равномернозернистые и реже слабопорфировидные граниты, аплиты, жильные граниты. При этом во всех массивах каиндинского комплекса объём фаз значительно сокращается от первой к третьей.



**Рис. 4.2.** Схема размещения гранитоидов кайндинского комплекса в Калба-Нарымской зоне. Схема составлена на основе рабочего макета карты Восточного Казахстана 1:500 000 масштаба, ТОО ГРК «Топаз» (авторы: Навозов О.В, Караваева Г.С.) с изменениями автора.

Условные обозначения: 1 - вмещающие породы нерасчленённые; 2 - прочие интрузивные комплексы нерасчленённые; 3 - гранитоиды кайндинского комплекса.

Числами в кружках обозначены массивы кайндинского комплекса: 1- Митрофановский, 2- Шибендинский, 3- Черновинско-Войлочевский, 4- Кайндинский, 5- Миролубовский, 6- Сергеевский, 7- Бурбайский, 8- Кемиркаинский.

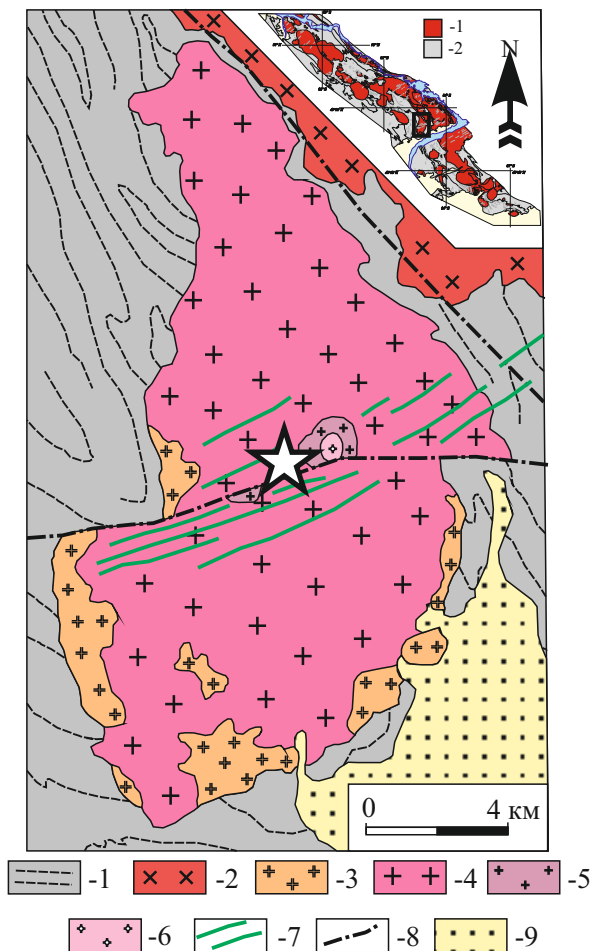


**Рис. 4.3.** Геологическая схема Каиндинского массива (составлена на основе материалов [Лопатников и др., 1982] с изменениями автора).

Условные обозначения: 1 – вмещающие породы; 2 - тела лейкогранитов, относимые к монастырскому комплексу; 3, 3 - I фаза массива; 3 – крупнозернистые порфириовидные биотитовые граниты; 4 – среднезернистые биотитовые порфириовидные граниты; 5 - II фаза - среднезернистые биотитовые и биотит-мусковитовые граниты; 6, 7 - III фаза: 6 - мелкозернистые биотит-мусковитовые граниты; 7 - дайковые породы (аплиты).

В правом верхнем углу на врезке - схема размещения гранитоидов в Калба-Нарымском террейне: 1 - гранитоиды нерасчленённые; 2 - вмещающие породы нерасчленённые.

Звездой показано место отбора пробы для U-Pb изотопного датирования K-14-108.



**Рис. 4.4.** Геологическая схема Мирнолюбского массива. Схема составлена на основе рабочего макета геологической карты, составленной в ТОО ГРК “Топаз” (г. Усть-Каменогорск) (Авторы - Навозов О.В., Караваева Г.С.) с изменениями автора. Условные обозначения: 1 - вмещающие породы нерасчленённые; 2 - гранитоиды калбинского комплекса нерасчленённые; 3 - тела лейкогранитов, относимые к монастырскому комплексу; 4-6 - гранитоиды каиндинского комплекса: 4 - крупнозернистые порфириовидные граниты первой фазы; 5 - среднезернистые биотитовые и биотит-мусковитовые граниты; 6 - мелкозернистые биотит-мусковитовые граниты; 7- базитовые дайки мирнолюбского комплекса; 8 - крупные разломы; 9 - четвертичные отложения.

В правом верхнем углу на врезке - схема размещения гранитоидов в Калба-Нарымском террейне: 1 - гранитоиды нерасчленённые; 2 - вмещающие породы нерасчленённые.

Звездой показано место отбора пробы для U-Pb изотопного датирования X-1111.



В рамках каиндинского комплекса в центральной части Калба-Нарымского батолита были изучены Каиндинский, Миролубовский массивы и тела в Черновинско-Войлочевском массиве; в юго-восточной части был рассмотрен Кемиркаинский массив.

*Каиндинский массив* представляет собой интрузив овальной формы, вытянутый с северо-запада на юго-восток с размерами около 10-12×15-20 км и общей площадью около 200 км<sup>2</sup> (рис. 4.2). В целом, данный массив имеет концентрически-зональное строение, где внешнее, наиболее крупное, «кольцо» представлено гранитоидами главной (первой) фазы, а последующие фазы представлены небольшими штоками в центральной части массива. Основная часть массива представлена крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, образующими кольцо шириной около 5-7 км. Породы второй фазы, представленные биотитовыми среднезернистыми равномернозернистыми, реже слабопорфировидными, гранитами формируют шток размерами 2×5 км в центральной части массива. Породы третьей фазы встречаются в виде небольших штоков в центральной части массива сложенных биотит-мусковитовыми мелкозернистыми равномернозернистыми гранитами. Так же в составе третьей фазы рассматриваются маломощные дайки и жилы аплитов, распространённые в юго-западной части массива.

*Миролубовский массив* также расположен в центральной части Калба-Нарымского батолита восточнее Каиндинского массива. В плане он имеет форму эллипса, вытянутого в субмеридианальном направлении. Размеры массива около 9-13×15-20 км при общей площади около 180 км<sup>2</sup> (рис. 4.3). Через центральную часть массива проходит Миролубовский разлом со взбросо-сдвиговой кинематикой и амплитудой смещения около 2,5 км [Дьячков, 2012]. Основная часть массива выполнена крупнозернистыми биотитовыми порфировидными гранитами, гранодиоритами. Ближе к центральной части массива в гранитах в качестве породообразующего минерала появляется мусковит, также в породах часто встречается турмалин что, по-видимому, связано с локальными особенностями флюидного режима. Породы второй и третьей фаз образуют

небольшой шток диаметром около 1 км в центральной части массива, сложенный среднезернистыми и мелкозернистыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами. По периферии в южной части массива встречаются небольшие тела лейкогранитов, которые относятся [Дьячков и др., 1994; Навозов и др., 2012] к монастырскому комплексу, а в работе [Лопатников и др., 1982] рассматриваются в качестве четвертой фазы калбинского комплекса. Также в центральной части Миролобовского массива широко развиты дайки базитового состава миролобовского постбатолитового комплекса, приуроченные к одноименному разлому. Вмещающими породами являются осадочные породы D<sub>3</sub>-C<sub>2</sub> (буробайская и таубинская свиты), контакты резкие, секущие; вмещающие породы часто встречаются в гранитоидах в виде ксенолитов.

В пределах *Черновинско-Войлочевского массива* (см. рис. 2.3) в составе каиндинского комплекса [Навозов и др., 2011] рассматриваются небольшие тела в юго-западной и северо-восточной частях массива, сложенные биотитовыми порфиоровидными крупнозернистыми гранитами. Другими исследователями [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994] данные гранитоиды рассматриваются в качестве отдельной фазы калбинского комплекса. Взаимоотношения изучаемых гранитов с остальными гранитоидами не ясные, часто содержатся ксенолиты черносланцевых отложений, связанные с провисами кровли.

*Кемиркаинский массив* расположен в юго-восточной части Калба-Нарымского террейна. В плане он имеет изометричную форму и характеризуется кольцевым строением, где внешнее кольцо представлено биотитовыми порфиоровидными крупнозернистыми гранитами и гранодиоритами. Внутренняя часть массива представлена среднезернистыми равномернозернистыми биотитовыми гранитами. Породы третьей фазы формируют небольшое количество даек и жил, а также небольших штоков, тяготеющих к центру массива, сложенных биотит-мусковитовыми мелкозернистыми гранитами и аплитами. На севере данный массив прорывает гранитоиды, которые следует рассматривать в составе до-батолитового калгутинского комплекса. Вмещающими породами для

гранитоидов служат черносланцевые отложения буробайской свиты. Контакт с вмещающими породами резкий, секущий, с зонами ороговикования, часто в гранитоидах содержатся ксенолиты осадков.

## 4.2 Петрография и минеральный состав

Породы I фазы внедрения это наиболее распространённые гранитоиды среди массивов каиндинского комплекса. Обычно это породы светло-серого цвета с массивной текстурой и порфировидной структурой (рис. 4.4). Вкрапленники представлены главным образом микроклин-пертитом, реже плагиоклазом, с размерами 3-5 см. Часто во вкрапленниках встречаются пойкилитовые включения кварца, биотита. Основная масса характеризуется крупнозернистой, среднекрупнозернистой гипидиоморфной структурой и состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и акцессорных минералов. В Черновинско-Войлочевском массиве для пород характерна директивность, проявленная в ориентировке вкрапленников (обычно вдоль простирания Иртышской зоны смятия). Для гранитов первой фазы в Мирлюбовском комплексе, ближе к центру массива, характерно наличие мусковита и турмалина в основной массе, что, скорее всего, связано с локальными особенностями флюидного режима. Биотит представлен мелкими чешуйками и пластинками черного и бурого цветов. Кварц светло-серый гипидиоморфный, ксеноморфный, часто встречается в виде мермекитовых сростаний. Средние соотношения минералов для породы: плагиоклаз – 25-40%, калиевый полевой шпат – 20-30%, кварц – 30-35%, биотит – 5-10%. Часто встречаются более меланократовые разновидности с повышенным содержанием биотита (до 20%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, турмалином.

Породы II фазы были рассмотрены на примере Каиндинского и Кемиркаинского массивов, где они образуют небольшие штоки, расположенные в центральных частях интрузивов. Данные породы представляют собой светло-серые равномернозернистые, редко слабопорфировидные среднезернистые биотитовые граниты. Для них характерна массивная текстура и гипидиоморфная равномернозернистая структура. Порфировые вкрапленники редки и представлены таблитчатым микроклином с пертитовыми вростками с размерами около 2-3 см. Средние соотношения минералов в гранитах второй фазы

## КАИНДИНСКИЙ



**Рис. 4.5.** Бiotитовый крупнозернистый гранит Каиндинского массива (обр.№ КТ-32). Поле шлифа составляет 7 мм, николи +. Структура породы порфировидная; Основная масса - гипиддиомрофнозернистая. Состав гранита: плагиоклаз – 35%, кварц – 30-35%, калиевый полевой шпат – 30-35%, биотит – 5-8%.

каиндинского комплекса: плагиоклаз – 25-35%, кварц – 25-35%, калиевый полевой шпат – 20-30%, биотит – 3-8%, редко мусковит – 0-3%. Плагиоклаз представлен призматическими идиоморфными зёрнами; кварц гипидиоморфен, иногда имеет изометричные формы; биотит представлен мелкими чешуйками. Состав аксессуарных минералов схож с гранитами первой фазы и представлен апатитом, цирконом, гранатом, ильменитом.

Гранитоиды *III фазы* представлены мелкозернистыми биотит-мусковитовыми и биотитовыми гранитами, слагающими небольшие штоки, обычно локализованные в центральных частях массивов, а также аплитами, аплит-пегматитами и жильными гранитами. Породы данной фазы встречаются во всех массивах каиндинского комплекса. Для них характерен белый, светло-серый цвет, массивная текстура, равномернозернистая, гипидиоморфная, аплитовая структура. Состав мелкозернистых гранитов: плагиоклаз - 25%, калиевый полевой шпат - 35%, кварц - 30%, биотит - 0-5%, мусковит – 0-5%. Мощность жил и даек, сложенных аплитами не выдержана, часто встречаются раздувы, для центральных частей которых, характерно развитие аплит-пегматитов. Пегматиты имеют крупнозернистую структуру и представлены кварц-полевошпатовыми сростаниями с кристаллами шерла до 5 см и чешуйками биотита и мусковита.

### 4.3 Вещественный состав

Петрогеохимическая характеристика пород каиндинского комплекса приводится на основе 23 петрохимического и 22 редкоэлементных анализов. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов представительных проб комплекса приведены в таблице 4.1. Полный список определённых составы гранитоидов каиндинского комплекса приведён в приложении 3.

Для гранитоидов *I фазы* внедрения каиндинского комплекса характерны вариации  $\text{SiO}_2$  в пределах 66,31-73,95 мас.% (среднее 70,85 мас.%) с постоянным преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,05-1,58$ ; среднее 1,32). Суммарное содержание щелочей колеблется в интервале -  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7,70-8,80$  мас.% при средних содержаниях 8,09 мас.% и значениях  $\text{CaO} - 0,57-2,39$  мас.% (среднее 1,45 мас.%) (рис. 4.6, 4.7). Также для изучаемых пород характерно широкие вариации фемических компонентов:  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 1,89-5,92$  мас.% (среднее 3,61 мас.%);  $\text{TiO}_2 - 0,16-0,61$  мас.% (среднее 0,35 мас.%) при высоком содержании глинозема  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,72-15,29 мас.% (среднее 14,57 мас.%).

Рассматриваемые породы на классификационных диаграммах попадают в поля составов гранитов и гранодиоритов известково-щелочной серии. На диаграммах [Frost et al., 2001] составы гранитоидов относятся к полям магнезиальных пералюминиевых известково-щелочных пород (рис. 4.8). На тройной диаграмме «альбит-анортит-ортоклаз» [O'Connor, 1965] составы всех пород первой фазы каиндинского комплекса попадают в поле гранитов.

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту C1 [Boynnton, 1984] (рис. 4.9), для пород первой фазы каиндинского комплекса имеют отрицательный наклон ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3,23-26,94$  при среднем 11,28). Для некоторых гранитов характерно увеличение наклона в области тяжёлых лантаноидов, что может говорить о наличии в реститовом материале граната. Суммарное содержание РЗЭ  $\Sigma\text{REE} = 65-212$  ppm (среднее 135 ppm). Также на всех спектрах хорошо проявлен минимум по Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,23-0,56$ , среднее - 0,37). Мультиэлементные спектры гранитов первой фазы каиндинского комплекса,

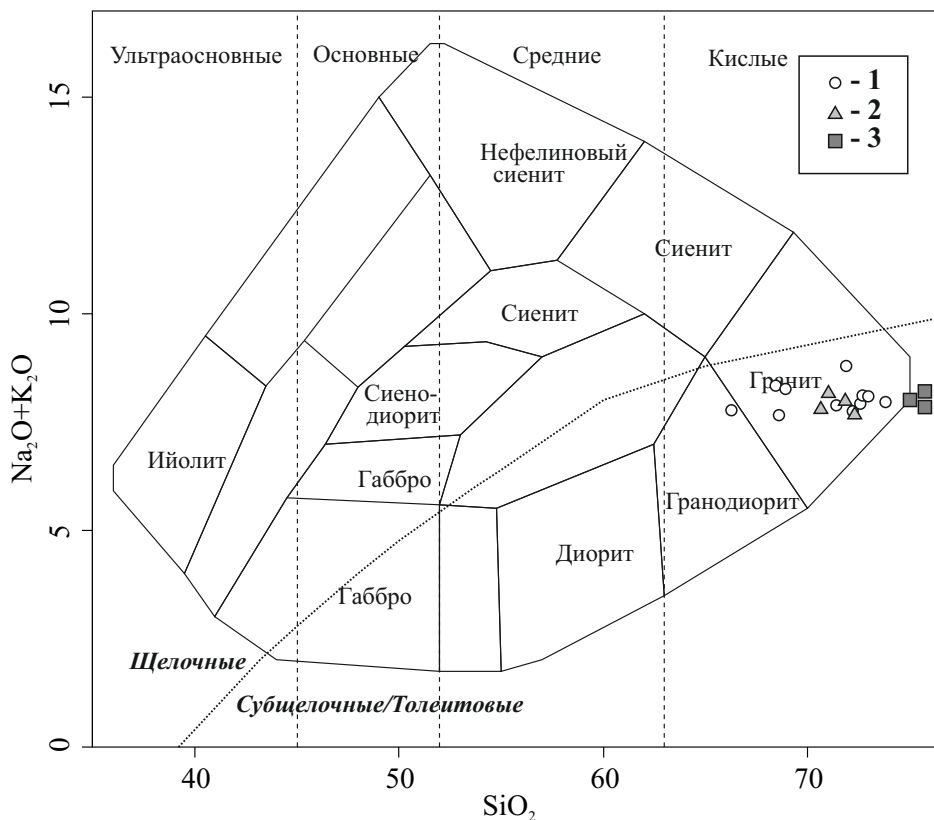
Таблица 4.1

## Химический состав представительных проб гранитоидов каиндинского комплекса

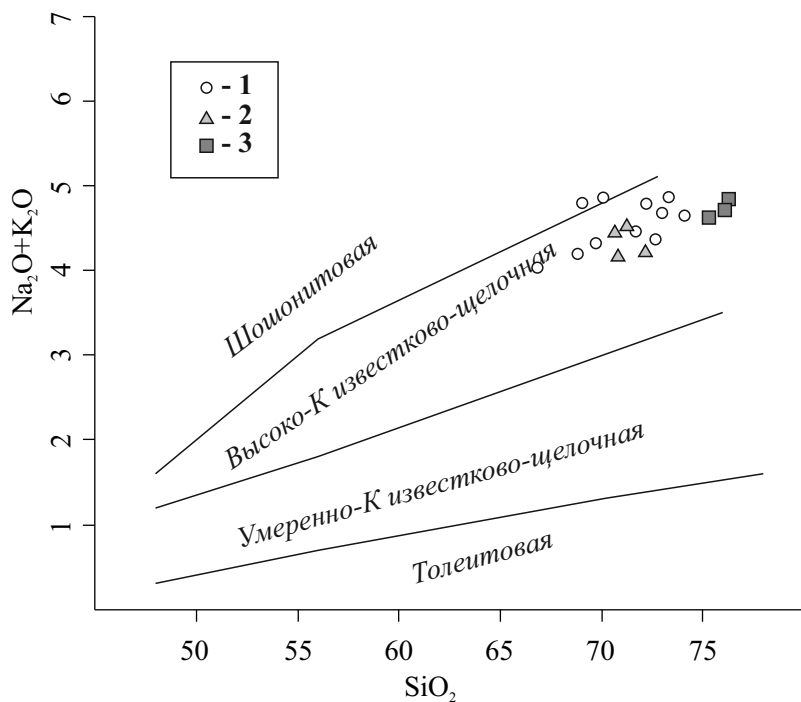
Фаза Образец	I					II		III	
	КТ-32	КТ-36	К-14-108	X-1111	X-1044	К-14-112	К-14-113	К-14-114	К-14-116
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub> , мас. %	68.66	71.52	67.75	73.16	68.99	71.12	72.00	70.56	69.89
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.39	0.38	0.16	0.44	0.35	0.30	0.35	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.24	14.34	15.38	14.02	14.64	14.54	14.41	14.80	15.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.79	3.22	3.44	1.76	3.19	2.52	2.19	2.46	2.50
MnO	0.08	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.05
MgO	0.82	0.59	0.79	0.24	0.72	0.89	0.54	0.67	0.65
CaO	2.20	1.48	2.19	0.57	1.72	2.01	1.81	1.73	1.62
Na <sub>2</sub> O	3.51	3.44	3.79	3.24	3.21	3.70	3.57	3.47	3.53
K <sub>2</sub> O	4.19	4.47	4.28	4.86	5.07	3.73	4.03	4.48	4.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.15	0.14	0.26	0.22	0.10	0.10	0.13	0.12
П.п.п.	0.37	0.64	0.77	0.89	0.93	0.60	0.43	0.76	0.83
Сумма	100.67	99.69	99.03	99.25	99.31	99.67	99.47	99.52	99.23
A/CNK	1.07	1.09	1.04	1.21	1.05	1.06	1.07	1.08	1.10
Rb, г/т	155.7	203.8	131.8	281	203.2	127	125	154.9	162.1
Sr	202.9	151.2	226.5	64	240.8	222	223	217.6	188.5
Y	31.95	33.99	18.48	10.8	18.62	16.7	8.9	12.61	11.73
Zr	239.1	195.8	163.1	77	254.4	142	139	158.4	149.9
Nb	12.74	12.88	9.74	10.5	17.17	9.6	9.1	10.61	10.47
Cs	10.58	12.19	6.14	34	3.18	6.5	4.2	7.39	4.55
Ba	397.8	346.7	374.7	162	427.1	309	310	632.8	402.9
La	28.07	28.70	21.23	14.5	45.75	14.7	23.2	26.62	22.27
Ce	68.61	58.69	43.59	31	93.88	33	49	58.62	51.72
Pr	7.70	7.00	5.42	4.2	10.64	4.2	5.8	7.52	5.79
Nd	27.95	25.31	19.12	14.7	40.38	16.1	20.8	26.09	19.30
Sm	6.08	5.43	3.97	3.4	7.17	3.7	4.2	5.05	3.79
Eu	0.98	0.59	0.75	0.30	0.90	0.92	0.52	0.88	0.51
Gd	5.67	4.91	3.37	2.9	5.61	3.40	3.03	3.94	3.32
Tb	0.89	0.76	0.56	0.43	0.75	0.51	0.40	0.51	0.43
Dy	5.09	4.49	3.09	1.91	3.81	3.12	1.66	2.58	2.20
Ho	0.98	0.84	0.57	0.32	0.60	0.60	0.29	0.45	0.40
Er	2.93	2.56	1.75	0.91	1.50	1.67	0.72	1.16	1.10
Tm	0.47	0.41	0.27	0.15	0.18	0.26	0.11	0.16	0.15
Yb	3.02	2.50	1.72	0.99	1.14	1.69	0.64	1.00	0.94
Lu	0.46	0.33	0.24	0.15	0.16	0.25	0.1	0.13	0.13
Hf	6.02	4.46	4.22	2.6	6.82	4.4	3.8	4.92	4.19
Ta	1.24	1.14	1.11	2.5	1.24	1.85	0.94	1.48	1.28
Th	11.48	10.31	10.07	8.4	29.83	13.2	12.1	14.61	12.65
U	3.48	2.48	2.60	2.8	3.28	2.89	1.69	2.47	3.19
Σ PЗЭ	159	143	106	75	212	84	111	135	112
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.27	7.73	8.33	9.9	26.94	5.87	24.29	17.95	16.00
Eu/Eu*	0.51	0.35	0.62	0.3	0.44	0.79	0.45	0.60	0.44

1-гранит Шибендинского массива; 2, 3-граниты Каиндинского массива; 4 –лейкогранит Миролубовского массива; 5-гранит Черновинского массива; 6, 7 – граниты II фазы Каиндинского массива; 8, 9 – граниты III фазы Каиндинского массива.

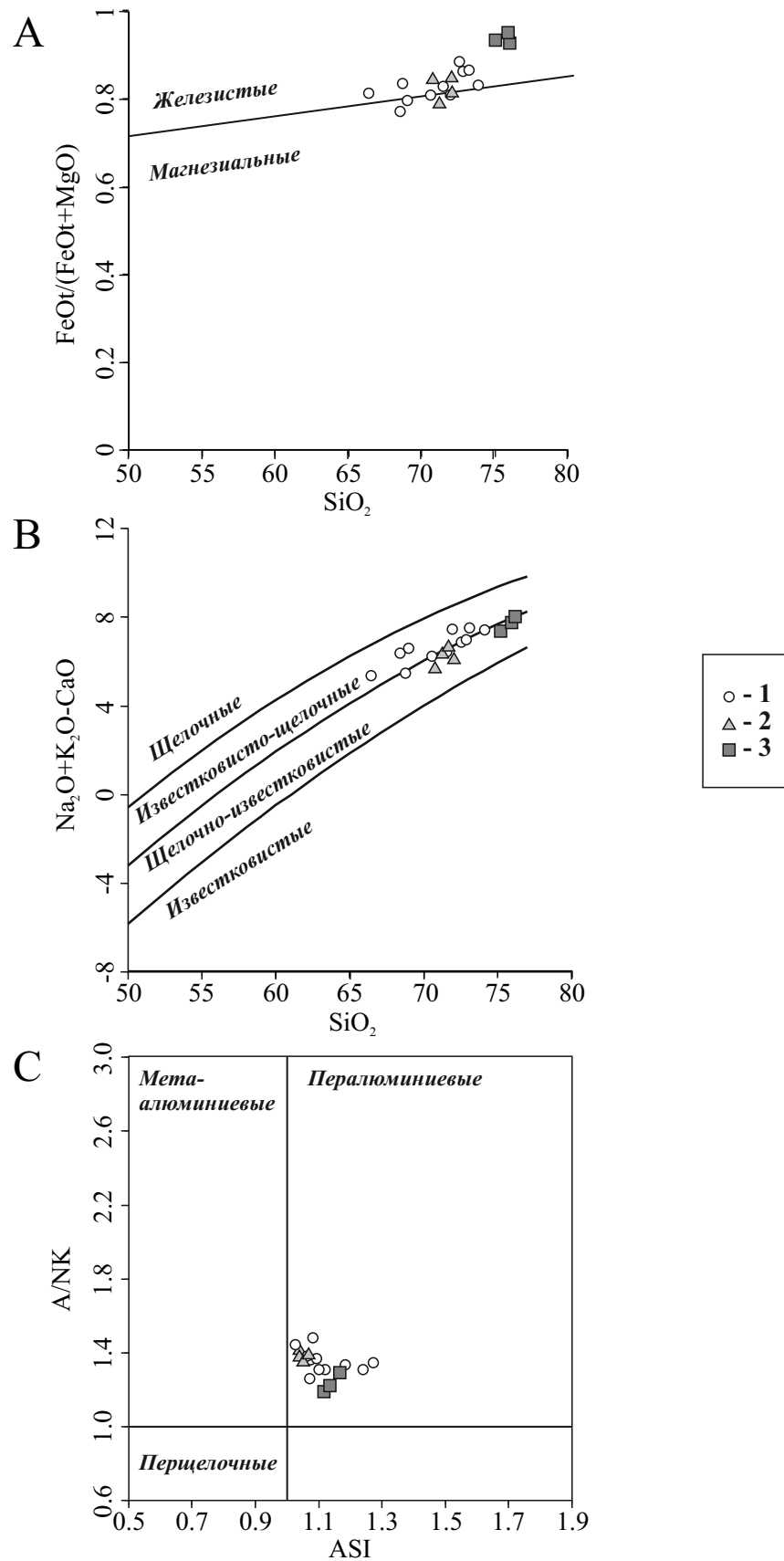




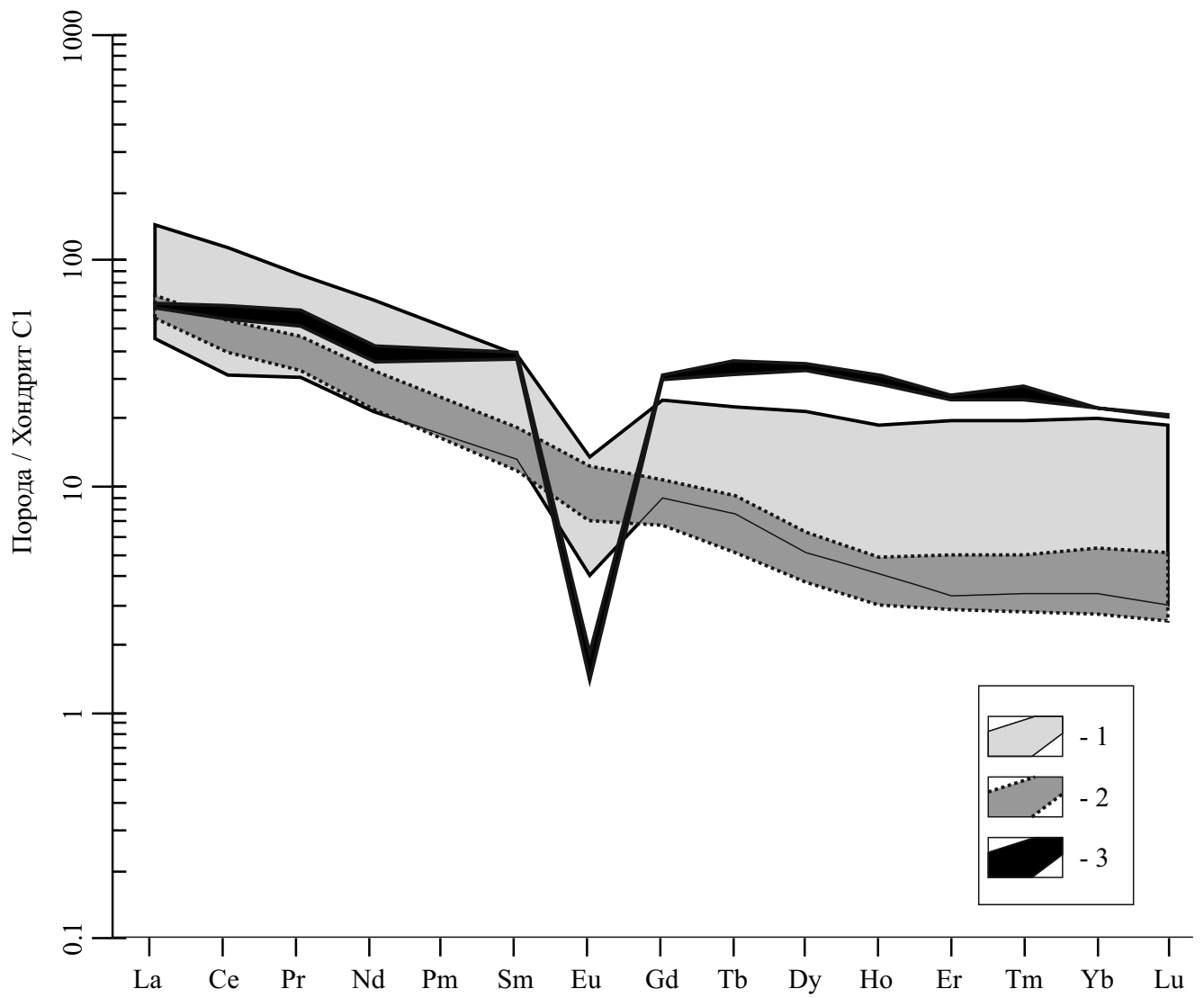
**Рис. 4.6.** Составы пород каиндинского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2$  – сумма щелочей» [Cox et al., 1979]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты, аплиты.



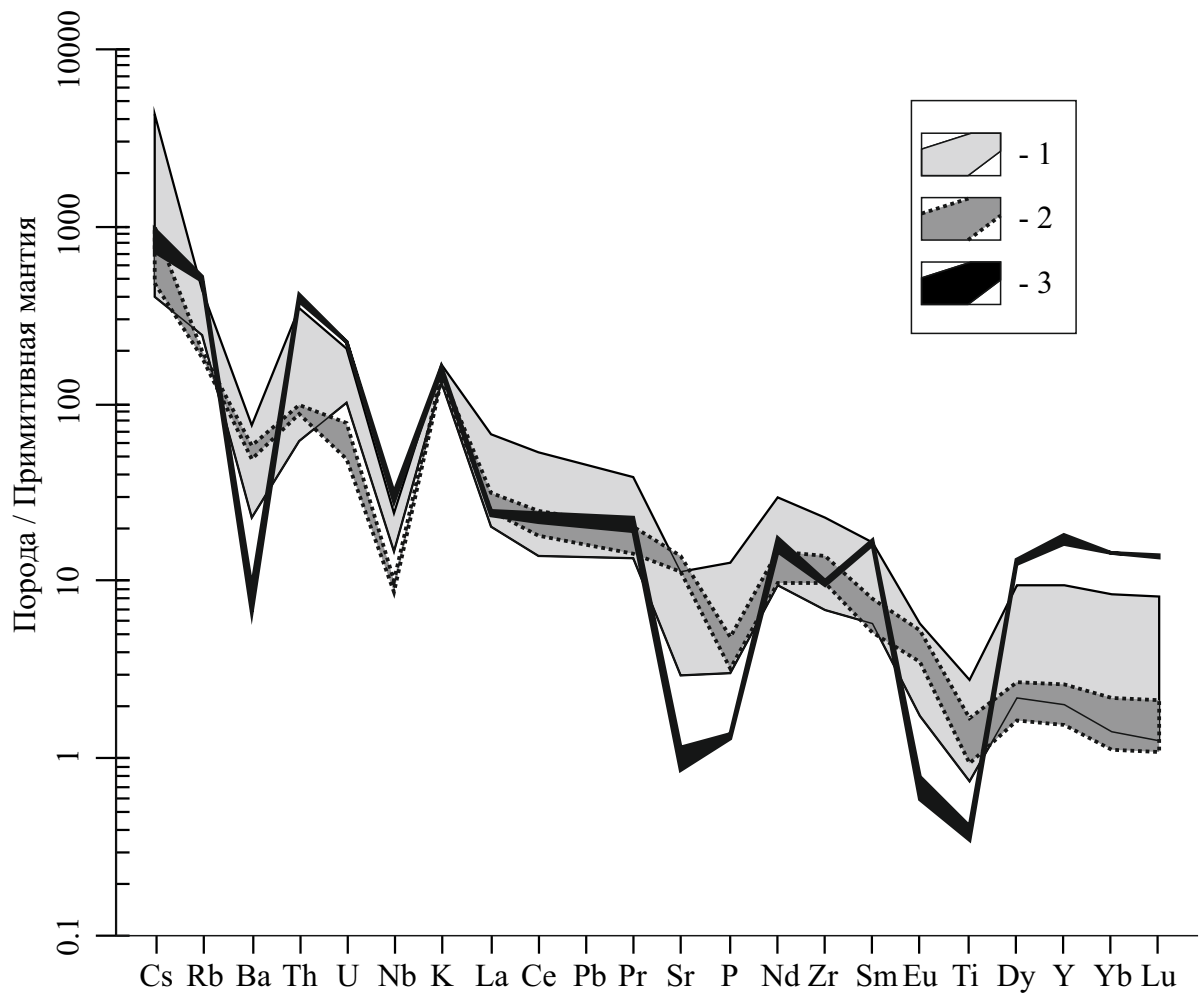
**Рис. 4.7.** Составы пород каиндинского комплекса на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2$  –  $\text{K}_2\text{O}$ » [Peccherillo and Taylor, 1976]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты, аплиты.



**Рис. 4.8.** Составы пород каиндинского комплекса на классификационных диаграммах [Frost et al., 2001]: А - “ $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ ”; В - “ $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO} - \text{SiO}_2$ ”; С - “ $\text{A}/\text{NK} = \text{Al}/(\text{Na}+\text{K}) - \text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca}-1.67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$ ”. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты, аплиты.



**Рис. 4.9.** Поля составов пород каиндинского комплекса на редкоземельном спектре, нормированных на состав хондрита C1 [Boynnton, 1984]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты, аплиты.



**Рис. 4.10.** Поля составов пород каиндинского комплекса на мультиэлементной диаграмме, нормированных на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Условные обозначения: 1- I фаза - крупнозернистые равномернозернистые биотитовые лейкограниты; 2- II фаза - среднезернистые биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты; 3- III фаза - мелкозернистые биотит-мусковитовые и биотитовые равномернозернистые и слабопорфировидные граниты, аплиты.

нормированные по примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989] (рис. 4.10), характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Ba, Nb, Sr, Eu, Ti.

Породы *II фазы* внедрения каиндинского комплекса, относительно пород первой фазы, имеют практически схожий состав петрохимических компонентов: SiO<sub>2</sub> 70-72 мас.% при среднем 71,30 мас.%; K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1,11-1,23 (среднее 1,16); Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 7,80-8,17 мас.% (среднее 7,38 мас.%; CaO – 1,79-2,08 мас.% (среднее 1,96 мас.%). Вариации феррических компонентов для пород II фазы также не имеют сильных отличий относительно пород I фазы: FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO = 2,27-4,26 мас.% (среднее 3,28 мас.%; TiO<sub>2</sub> – 0,21-0,37 мас.% (среднее 0,28 мас.%) при содержании глинозема Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,72-14,95 мас.% (среднее 14,83 мас.%).

Суммарное содержание редкоземельных элементов для гранитов второй фазы несколько ниже, чем у пород первой фазы ( $\Sigma$ REE= 74-103 ppm, среднее 90 ppm). При этом спектры РЗЭ, нормированные по хондриту C1 [Boynnton, 1984] имеют схожий наклон ( $La_n/Yb_n = 13,08-21,81$  среднее 18,48), но отличаются величиной европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* = 0,83-0,95$ , среднее – 0,89). Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989], схожий вид со спектрами пород первой фазы, но следует отметить более низкие концентрации Nb, Rb, Ta и более высокие по Sr.

Пород *III фазы*, имеют составы типичные для пород сильных степеней дифференциации, т.е. характеризуются самыми высокими концентрациями SiO<sub>2</sub> 75-76 мас.%, низкими содержаниями мафических компонентов FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO = 1,70-1,94 мас.%; TiO<sub>2</sub> – 0,08-0,09 мас.%. Концентрации остальных петрохимических компонентов также варьируют в пределах небольшого интервала (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13,08-13,59 мас.%; K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1,38-1,43; Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 7,97-8,23 мас.%; CaO - 0,52-0,64 мас.%).

РЗЭ спектры построенные по породам третьей фазы каиндинского комплекса (см. рис. 5.7) практически пологие ( $La_n/Yb_n = 1,3-1,4$ ) за счёт более высокого содержания HREE относительно предыдущих фаз. Европиевый минимум наиболее проявлен, относительно предыдущих фаз ( $Eu/Eu^* = 0,04-0,05$ ).

Гранитоиды третьей фазы имеют довольно высокий уровень накопления РЗЭ ( $\Sigma\text{REE} = 126\text{-}140$  ppm). На мультиэлементных спектрах в породах третьей фазы калбинского комплекса хорошо проявлены минимумы по Ba, Sr, P, Eu, Ti.

Исходя из того, что для гранитоидов каиндинского комплекса характерно наличие в породах мусковита, высокое содержание  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , низкое  $\text{CaO}$ , перглиноземистый состав согласно систематике гранитоидов [Chappel, White, 1974] данные граниты следует отнести к S-типу. Согласно систематике, предложенной Л.В. Таусоном [Таусон, 1977] гранитоиды калбинского комплекса имеют наибольшее количество характеристик соответствует гранитоидам, образовавшимся в результате палингенного плавления коровых субстратов (содержания  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ta, Zr, отношения K/Rb), часть характеристик относится к ультраметаморфическим гранитоидам (содержания Sr, Ba, Nb). Следует отметить, что и петрохимические и редкоэлементные составы гранитоидов каиндинского комплекса практически не отличаются от составов гранитоидов калбинского комплекса.

*Изотопный состав.* Результаты проведённых Sm-Nd, Rb-Sr,  $\delta\text{O}^{18}$  изотопных исследований по породам каиндинского комплекса приведены в таблице 4.2. Для пород каиндинского комплекса характерны значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +1,68$  ( $\text{T}_{\text{DM-2ST}} = 931$  млн лет). Для этих пород характерны низкие изотопные значения Rb-Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T}) = 0,70401\text{-}0,70590$ ); изотопный состав кислорода в породах калбинского комплекса имеет коровые значения  $-13,8$  ‰  $\delta\text{O}^{18}$ . Изотопный состав исследованных гранитов каиндинского комплекса, также практически идентичен изотопному составу гранитов калбинского комплекса

Таблица 4.2

**Изотопный состав Nd, Sr и O в гранитоидах каиндинского комплекса**

№ п/п	Проба	Возраст млн. лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon \text{Nd}_{(T)}$	$T_{DM}$ (2-st)	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(T)}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ , в кварце
1	X-1044	288	7,3	38,4	0,1151	$0,51257 \pm 10$	<b>1,68</b>	931	226	247	2,7421	$0,7153 \pm 3$	<b>0,7040</b>	<b>13,8</b>
2	X-1111	292	3,5	14,7	0,1441	$0,512629 \pm 6$	<b>1,79</b>	925	278	61,5	13,065	$0,7578 \pm 6$	<b>0,7036</b>	–
3	K-14-108	291	4,4	20,9	0,1275	$0,512676 \pm 10$	<b>3,33</b>	797	151	230	1,8957	$0,71229 \pm 2$	<b>0,7044</b>	–

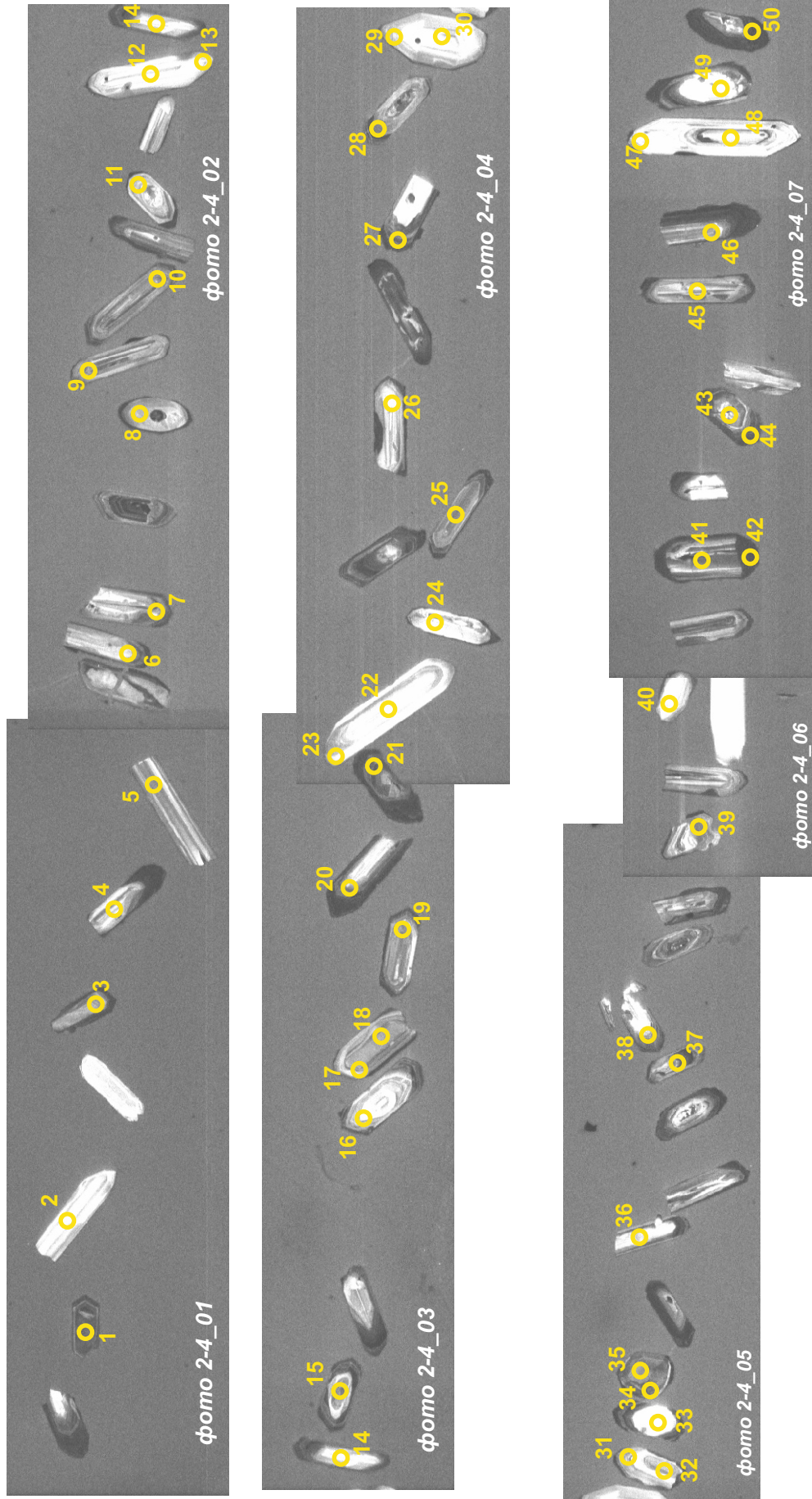
1 – гранит 1-й фазы, Черновинского массива; 2 - гранит 1-й фазы Миролубовского массива; 3 – гранит 1-й фазы Каиндинского массива.

#### 4.4 Возраст

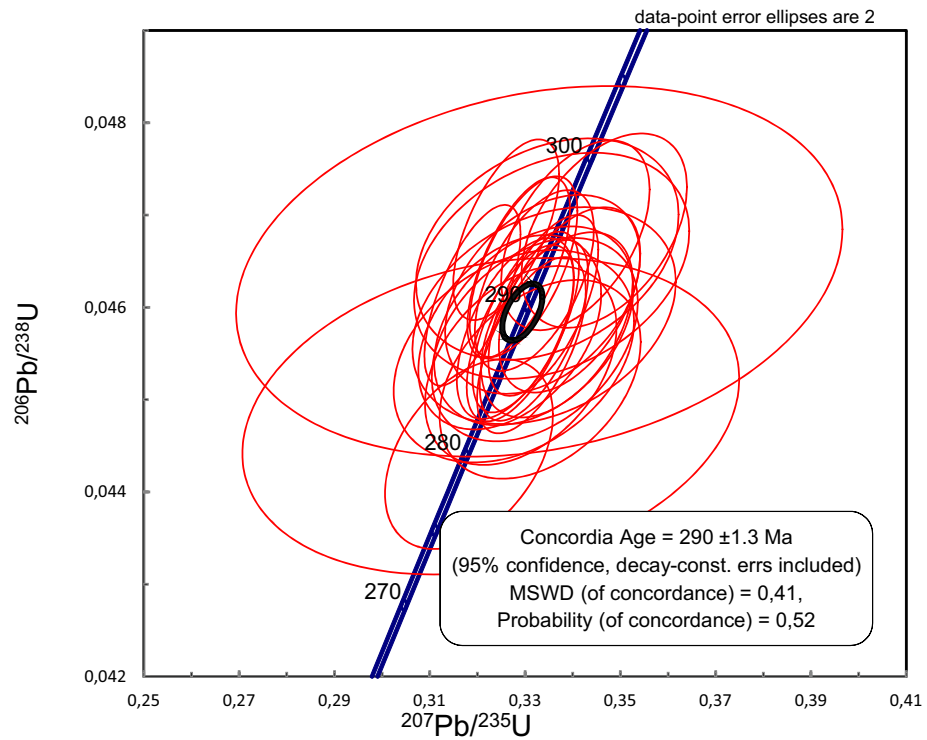
Как уже упоминалось выше, выделение каиндинского гранитного комплекса – дискуссионный вопрос. По мнению [Навозов и др., 2011] породы этого комплекса прорывают все интрузивные образования на территории Калба-Нарымской зоны, за исключением постбатолитовых даек миролюбовского комплекса. Основанием для выделения каиндинского комплекса являлось срезание аплитовых даек, локализованных в теле лейкогранитов (предположительно монастырского комплекса), биотитовыми порфиroidными гранитами в южной части Каиндинского массива (см. рис. 4.1). В работах [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994] описаны обратные взаимоотношения между меланократовыми гранитами и лейкогранитами, и, как из этого следует, массивы, сложенные каиндинскими гранитами, следует рассматривать в составе калбинского комплекса. Автором работы в ходе проведённых полевых исследований, прямые взаимоотношения между лейкогранитами и биотитовыми гранитами не установлены. Данные К-Аг изотопного датирования крайне противоречивы. Разброс результатов датирования от 300 до 230 млн лет со средним значением по 32 датировкам в 273-270 млн лет, что отвечает концу ранней перми.

Для проведения U-Pb датирования пород каиндинского комплекса были отобраны 3 пробы гранитов главной (первой фазы) из Каиндинского, Миролюбовского и Черновинско-Войлочевского массива. Из каждой пробы были выделены монофракции цирконов, затем зёрна были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зёрнами цирконовых стандартов "TEMORA-II" и "Plešovice". Зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические изображения и данные сканирующей электронной микроскопии (рис. 4.11). Методика датирования детально описана во второй главе. По пробе К-14-108 биотитовым порфиroidным крупнозернистым гранитам главной фазы Каиндинского массива

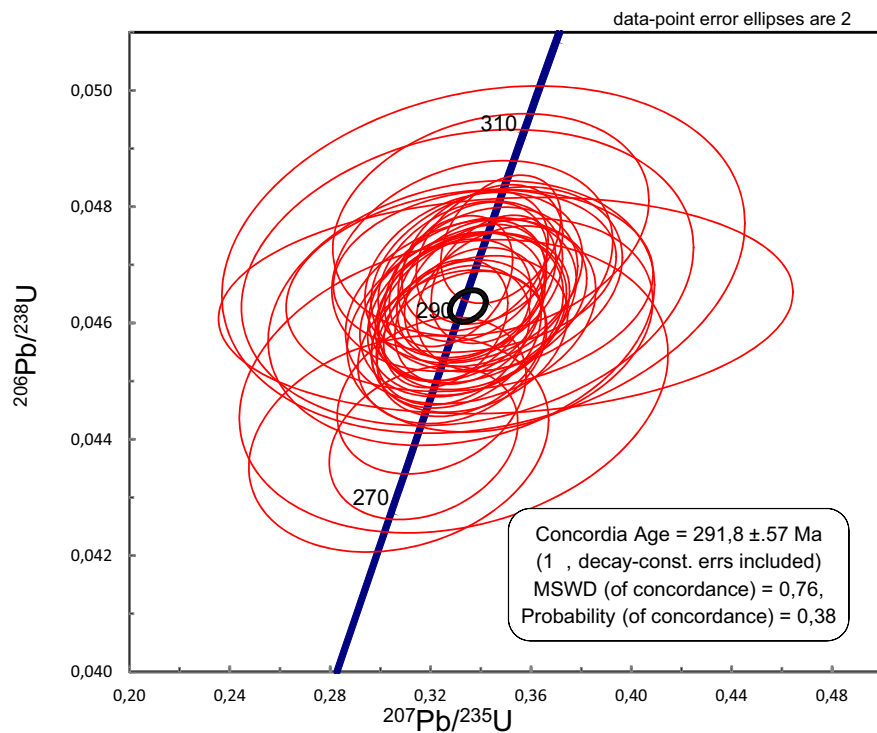




**Рис. 4.11.** Каотолюминисцентные изображения проанализированных цирконов из гранитов Мирлобовского массива кайндинского комплекса (проба X-1111).



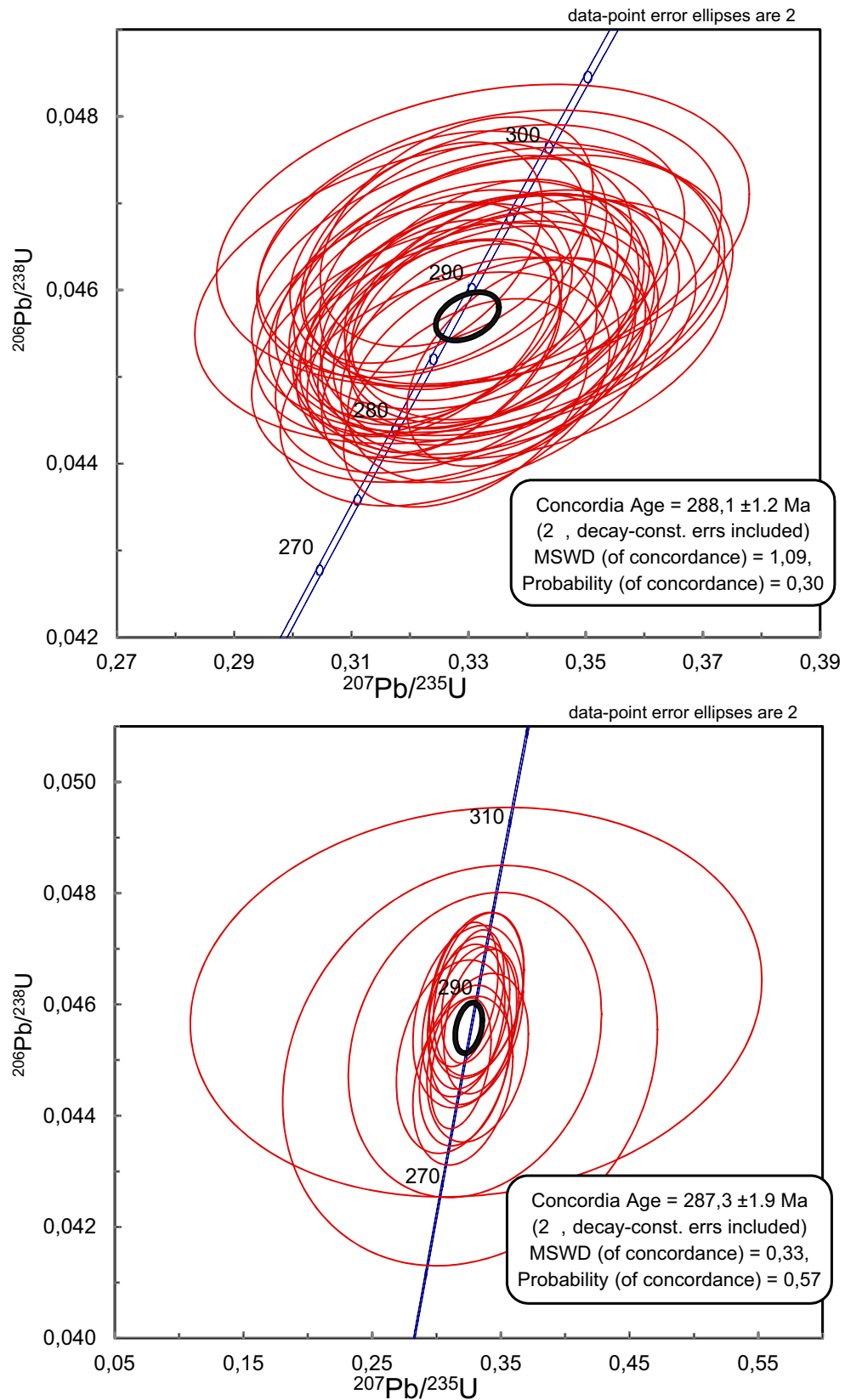
**Рис. 4.12.** U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Каиндинского массива каиндинского комплекса (проба КА-14-108)



**Рис. 4.13.** U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Миролубовского массива каиндинского комплекса (проба X-1111)

по 28 точкам получен конкордантный возраст  $290 \pm 1$  млн лет (рис. 4.12). По биотит-мусковитовым гранитам с турмалином из центральной части Миролюбовского массива (проба X-1111) по 40 точкам получен конкордантный возраст  $292 \pm 1$  млн лет (рис. 4.13). По пробе биотитовых порфиридных биотитовых гранитов из Черновинско-Войлочевского массива (проба X-1044) было проведен анализ двух различных наборов цирконов из двух шашек для которых, был получены сходные конкордантные возраста: по 37 точкам возраст  $288 \pm 1$  млн лет и по 17 точкам -  $287 \pm 2$  млн лет (рис. 4.14).

Полученные данные U-Pb изотопного датирования показывают, что формирование массивов, рассматриваемых в составе каиндинского комплекса, произошло в интервале 293-287 млн лет, что совпадает с интервалом формирования гранитоидов калбинского комплекса. Схожесть петрохимического, редкоэлементного, изотопного составов и возраста гранитоидов калбинского и каиндинского комплексов, ставят под сомнение выделение самостоятельного каиндинского комплекса.



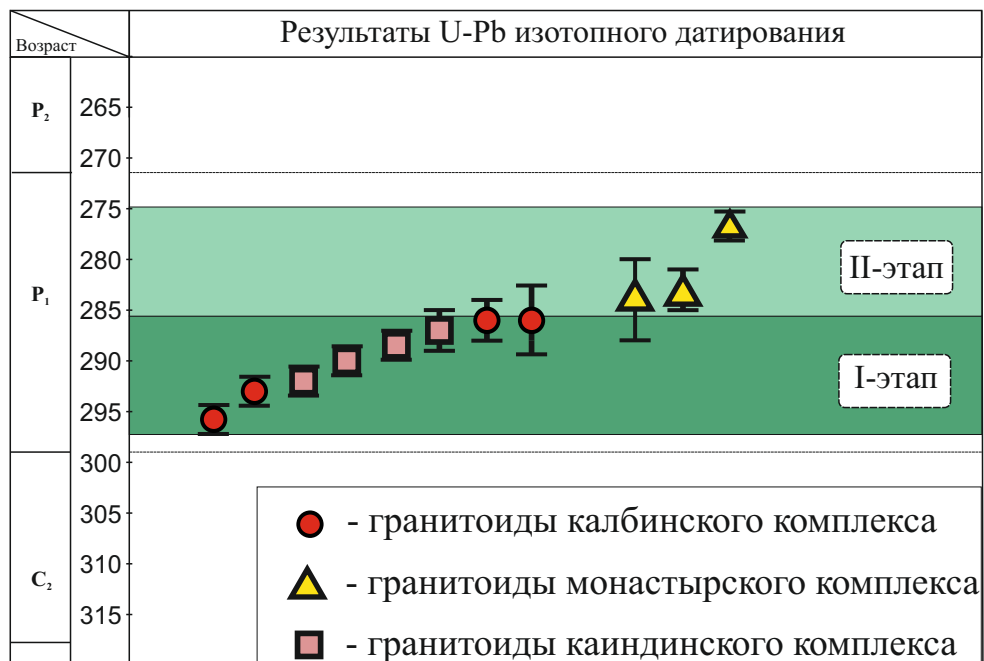
**Рис. 4.14.** U–Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из гранитов Черновинско-Войлочевского массива каиндинского комплекса (проба X-1044); сверху - по 37 точкам; снизу - по 17 точкам.

## ГЛАВА 5. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА

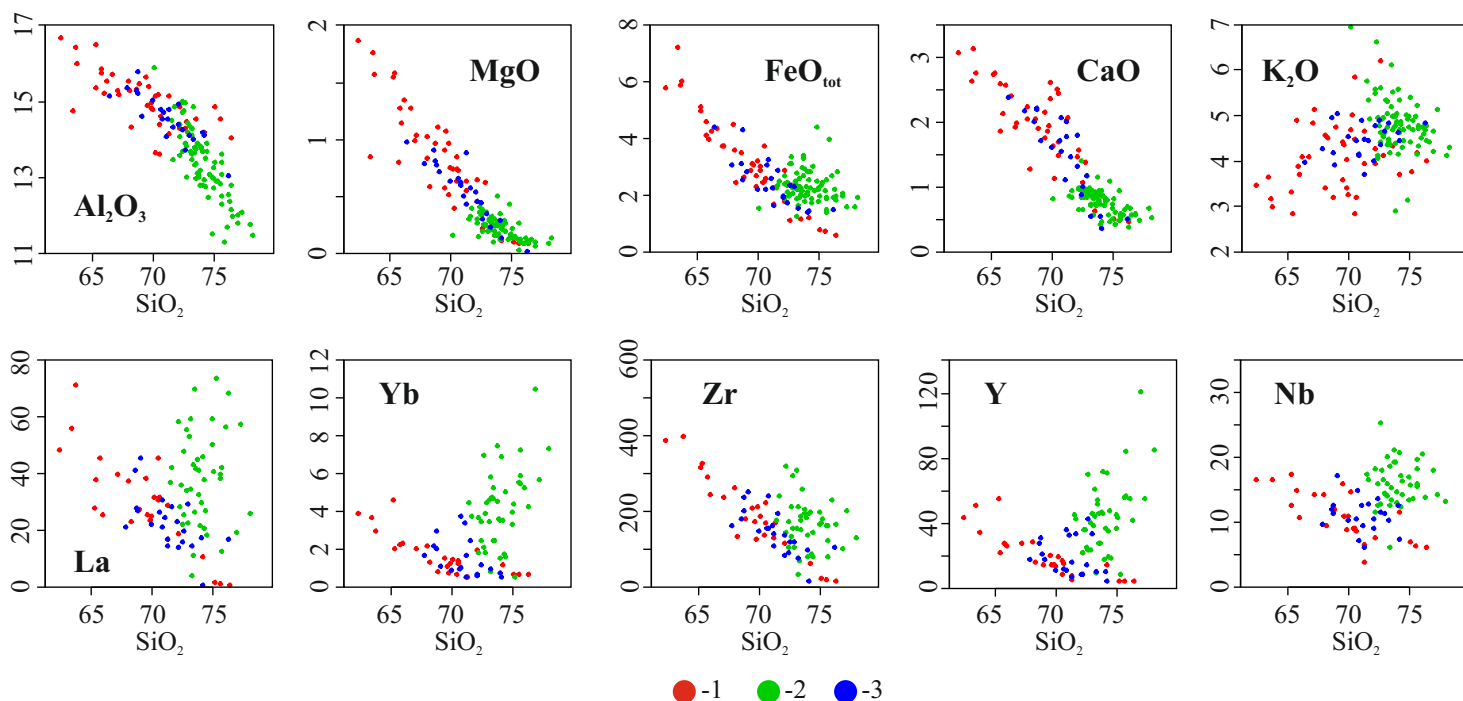
Сопоставление данных U-Pb изотопного датирования гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита приведено на рисунке 5.1. Представленные результаты датирования позволяют утверждать, что общая длительность формирования гранитоидов батолита не превышала 20 млн лет. Формирование гранитоидов, рассматриваемых в составе калбинского и каиндинского комплексов, происходило синхронно и укладывалось в интервал 296-286 млн лет. Для гранитоидов монастырского комплекса характерен более молодой возраст формирования – 284-276 млн лет. Приведённые данные позволяют сформулировать **первое защищаемое положение**:

**1.** Формирование Калба-Нарымского батолита произошло в раннепермское время, общая длительность формирования гранитоидных комплексов батолита – 20 млн лет. Выделяется два этапа формирования батолита: 296-286 млн лет – формирование основной части батолита (калбинский и каиндинский комплексы) и 284-276 млн лет – формирование ряда крупных массивов в северо-западной части рассматриваемого полигона (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. 5.2). На всех представленных диаграммах породы калбинского и каиндинского комплексов занимают одни 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  $K_2O$ ) с содержаниями кремнезёма. Для пород монастырского комплекса характерны узкие вариации  $SiO_2$  (73-76 мас.%), низкие содержания  $TiO_2$ , CaO, MgO,  $P_2O_5$ , а также



**Рис. 5.1.** Сопоставление данных U-Pb изотопного датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита.



**Рис. 5.2.** Сопоставление вещественного состава гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита. Условные обозначения: 1- калбинский комплекс, 2- монастырский комплекс, 3- каиндинский комплекс

относительно высокие значения  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Отличия монастырского комплекса от остальных наиболее ярко проявлено по редкоэлементному составу, где для лейкогранитов характерны тренды по обогащению HFSE (Zr, Hf, Nb, Y) и REE. Кроме того, для пород монастырского комплекса характерны более высокие содержания F, Li, B (табл. 5.1).

Для дополнительного сопоставления было проведено исследование составов биотитов гранитоидов двух ассоциаций. Содержания минералообразующих ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MnO, MgO, CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) элементов выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JXA-8100 (Аналитический центр ИГМ СО РАН, аналитик В. Н. Королук). Содержание редких и рассеянных элементов (Cs, Rb, Li, Ba, Sr, Be, B, PЗЭ, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Cl) определено методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионно-зондовом микроанализаторе Cameca IMS-4f (Ярославский филиал ФТИАН РАН, г. Ярославль). Составы представительных анализов биотитов приведены в таблице 5.2. Пересчёт на формульные единицы производился на 11 атомов кислорода. Оценка содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  проводилась в соответствии с методикой, предложенной в работе [Думек, 1983] по формуле  $\text{Fe}^{2+} + (\text{OH})^- = \text{Fe}^{3+} + \text{O}_2^- + 1/2\text{H}_2$ . Составы биотитов двух выделенных ассоциаций имеют те же отличия, что и валовый состав пород, так для биотитов из гранитов монастырского комплекса относительно характерны повышенные значения  $\text{Fe}_{\text{tot}}$ , Mn, Rb, Cs, Ta, Nb, Zr, Hf, Be, Li, F и пониженные значения Mg, Ti, Na, Ba. На классификационной диаграмме  $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+} - \text{Mg} - \text{Mn} + \text{Fe}^{2+}$  [Foster, 1960] составы биотитов калбинского и каиндинского комплексов находятся в поле железистых биотитов, а монастырского - в поле сидерофилов (рис. 5.3).

Изотопный состав. Породы калбинского и каиндинского комплекса также имеют близкий изотопный состав неодима, который варьирует в интервале  $\epsilon\text{Nd}(t) = +0,8 - +3,3$  (по 9 анализам), также для этих пород характерны низкие изотопные значения Rb-Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T) = 0,70487-0,70590$ ); изотопный состав кислорода в кварце имеет коровые значения  $-11,7-14,9\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$  (по 5 анализам). Для пород монастырского комплекса характерны более высокие значения  $\epsilon\text{Nd}(T) = +3,5$

Табл. 5.1. Содержания Li, F, B и редких элементов в гранитоидных комплексах Калба-Нарымского батолита

Комплекс	Фаза	Массив	Образец	Li	F	B	Be	Sn	Cu	Pb	Zn
Калбинский	I	Черновинский	КА-13-8	68	740	13	3.3	3.8	17	15	70
		Асубулакский	X - 1056	346	480	14	3.7	8.5	72	31	49
		Песчанский	K-14-134	54	550	9.2	2.4	3.6	31	39	66
		Черновинский	X - 1045	403	610	360	4.8	8.3	20	21	81
	II	Черновинский	X-1042	86	610	8.8	6.0	4.3	25	18	62
		Черновинский	X-1043	41	300	6.5	2.2	3.3	21	36	48
		Песчанский	K-14-136	69	1000	8.6	5.2	3.6	15	20	70
III	Пролетарский	КТ-20	24	310	15	6.0	3.1	11	30	28	
Монастырский	I	Сибинский	КА-14-8	151	1200	14	3.1	6.8	19	32	110
		Сибинский	КА-14-16	151	1100	19	4.7	7.2	11	25	65
		Войлочевский	X-1041	101	1600	8.8	6.0	7.5	11	38	55
		Монастырский	КА-14-96	114	820	13	3.6	5.0	21	26	63
	II	Сибинский	КА-14-26	148	1100	11	5.1	14	9.1	59	85
		Сибинский	КА-14-50	151	1100	13	4.2	10	12	23	52
		Монастырский	КА-14-97/2	90	680	15	2.9	4.7	8.9	37	83
	III	Сибинский	КА-14-22	119	350	56	2.2	9.4	14	26	47
Монастырский		КА-14-99	255	710	32	17	18	9.3	23	41	
Каиндинский	I	Каиндинский	КТ-36	85	510	11	4.1	4.3	12	18	48
		Черновинский	X-1044	31	830	7.3	4.0	4.2	16	42	67
		Каиндинский	K-14-108	75	360	18	4.3	3.7	17	22	45
		Миролубовский	X-1111	207	720	360	7.2	26	20	22	64
	II	Кемиркаинский	X-1166	51	290	9.3	3.0	4.2	18	22	48
		Каиндинский	K-14-112	99	380	12	3.3	5.5	6.0	27	38
		Каиндинский	K-14-113	76	390	8.3	2.7	3.4	7.5	22	49
	III	Черновинский	X-1117	21	200	11	6.5	7.9	12	45	38
Каиндинский		K-14-116	86	390	10	4.3	5.0	8.8	23	53	



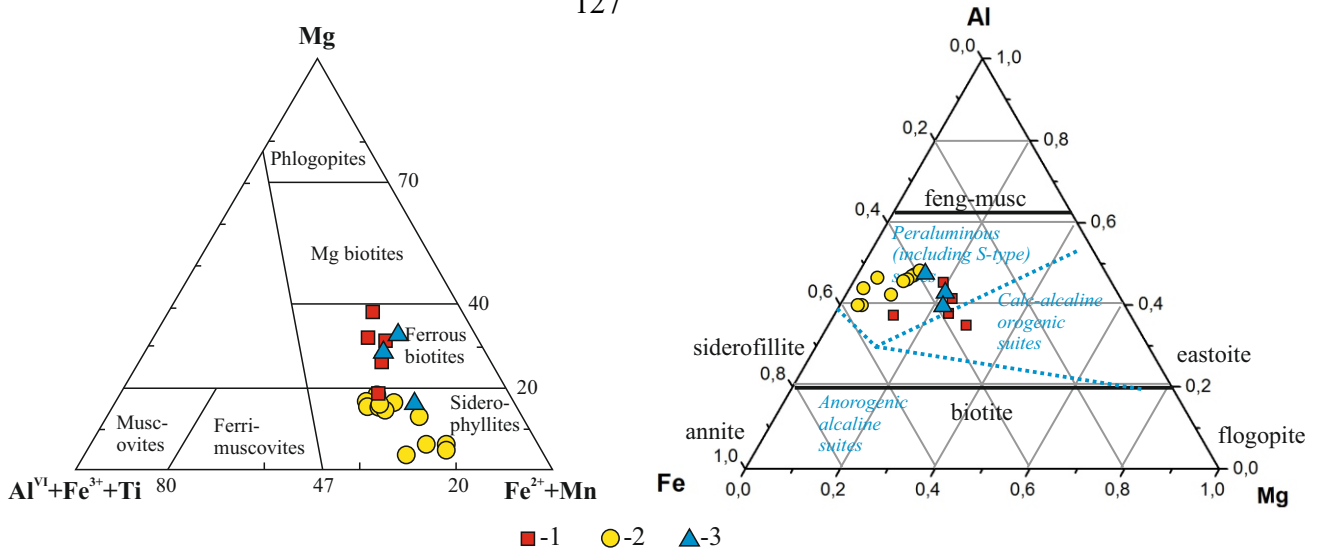
Таблица 5.2. Состав биотитов гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита

Комплекс	Калбинский				Каиндинский			
	Черновинский	Асубулакский	Подгорненский		Черновинский	Каиндинский	Миролюбовский	
Фаза	II	I	II	I	I	I	II	II
Образец	X-1043	X-1056	14-137/2	14-137/1	X-1044	14-108	14-113	X-1111
SiO <sub>2</sub>	36.4	35.4	36.5	34.8	36.6	36.3	35.8	35.3
TiO <sub>2</sub>	3.52	3.37	3.35	3.83	3.1	4.1	3.8	2.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18	19.3	15.2	15.7	17.1	16.1	18.1	20.2
FeO	21.6	21.1	21.1	29.1	23.3	22.8	21	22.2
MnO	0.33	0.38	0.38	0.46	0.31	0.48	0.3	0.7
MgO	7.7	6.2	9.5	3.9	7.6	8.1	7.1	4.2
CaO	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0	0
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09	0.07	0.07	0.06
K <sub>2</sub> O	9.6	9.6	9.5	9.5	9.6	9.5	9.7	9.5
Li <sub>2</sub> O	0.14	0.65	0.18	0.09	0.2	0.17	0.22	0.87
F	0.49	0.78	0.72	0.81	0.83	0.63	0.65	1.28
Cl	0.02	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02	0.03	0.01
B	0.49	1.21	0.48	0.23	0.50	1.67	0.87	0.98
Ta	5.11	6.58	1.18	4.49	5.26	7.19	5.64	20.35
Nb	109.4	131.3	27.8	179.2	144.7	118.7	135.9	270.7
Hf	0.31	0.07	0.21	0.23	0.10	0.37	0.08	0.19
Zr	1.10	0.61	0.90	0.81	0.97	1.89	0.49	1.90
Be	0.31	1.14	0.25	0.55	0.40	1.44	0.73	2.84
Th	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.07	0.00	0.01
U	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.30	0.02	0.05
La	0.65	0.10	0.47	1.70	0.17	0.84	0.10	0.14
Ce	0.29	0.05	0.08	2.07	0.16	0.37	0.07	0.18
Pr	0.07	0.02	0.04	0.47	0.04	0.19	0.02	0.05
Nd	0.26	0.07	0.16	1.99	0.19	0.95	0.27	0.24
Sm	0.22	0.24	0.10	0.73	0.27	0.45	0.21	0.37
Dy	0.21	0.03	0.10	0.21	0.04	0.29	0.13	0.04
Lu	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.04	0.01

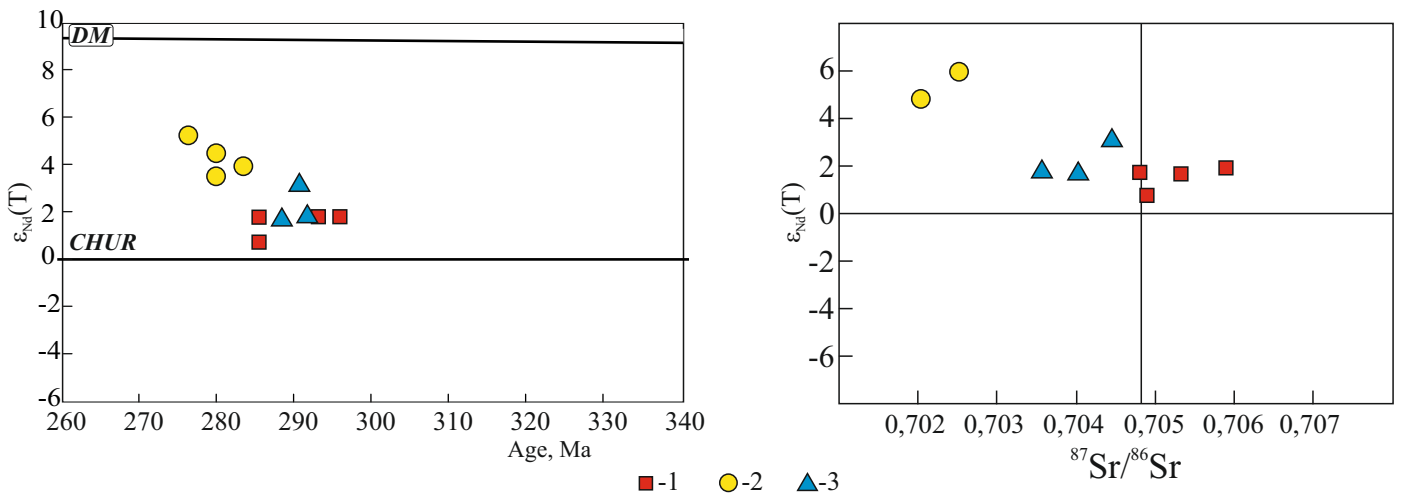
Содержания минералообразующих компонентов приведены в массовых процентах, редких в ppm.

Таблица 5.2. Состав биотитов гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита (продолжение)

Комплекс	Монастырский											
	Сибинский										Монастырский	
Массив												
Фаза	I	I	II	II	I	I	I	II	III	I	II	I
Образец	КА-14-32	КА14-8	КА-14-46	КА-14-50	КА-14-57	КА-14-84	КА-14-37	КА-14-26	КА-14-19	КА-14-16	КА-14-97/2	КА-14-96
SiO <sub>2</sub>	36.1	35.9	36.0	35.8	36.5	35.0	35.9	35.3	35.1	35.6	34.8	34.8
TiO <sub>2</sub>	3.01	3.32	2.59	2.96	2.31	3.51	2.96	2.9	2.41	3.07	3.49	3.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.0	15.7	19.8	19.8	17.7	18.8	15.9	19.6	20.3	19.3	19.2	17.6
FeO	25.5	31.1	25.3	24.8	29.9	27.5	31.6	24.3	23.0	24.4	25.1	27.9
MnO	0.55	0.42	0.55	0.6	0.53	0.76	0.47	0.52	0.75	0.5	0.32	0.56
MgO	3.4	1.4	3.8	3.8	0.8	1.4	1.1	3.9	4.2	3.6	3.9	3.0
CaO	0.01	0.02	0.01	0	0	0.01	0.03	0	0.04	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.06	0.07	0.08	0.05	0.07	0.04	0.07	0.07	0.08	0.15	0.09
K <sub>2</sub> O	9.5	9.1	9.6	9.6	9.4	9.3	8.9	10.3	9.7	9.7	9.4	9.4
Li <sub>2</sub> O	0.52	0.58	0.47	0.48	0.68	0.74	0.72	0.47	0.83	0.42	0.27	0.42
F	1.33	1.12	1.19	1.29	1.63	1.03	1.22	1.2	0.92	1.15	1.09	1.34
Cl	0.02	0.1	0.02	0.02	0.1	0.08	0.11	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05
B	2.59	1.34	1.30	1.42	1.18	2.17	0.99	1.42	2.82	1.78	1.35	1.29
Ta	10.6	5.3	17.6	21.6	9.2	41.7	15.8	17.4	22.7	14.4	11.0	11.2
Nb	321.4	462.6	307.7	316.0	614.3	395.0	689.3	297.5	391.0	308.4	271.4	353.0
Hf	0.13	0.12	0.14	0.16	0.59	0.36	1.58	0.10	1.01	0.10	0.13	0.19
Zr	0.84	1.16	1.56	2.26	1.21	2.81	3.89	0.70	38.2	0.78	3.54	2.88
Be	2.97	2.37	3.20	2.57	3.55	4.55	3.88	2.36	1.80	3.07	2.44	3.14
Th	0.02	0.07	0.02	0.14	0.09	0.03	0.40	0.02	1.92	0.01	0.02	0.17
U	0.09	0.05	0.09	0.10	0.12	0.18	0.20	0.03	1.86	0.13	0.05	1.80
La	0.16	0.31	0.41	0.11	2.76	5.83	20.7	0.06	0.56	0.13	0.09	0.49
Ce	0.19	0.21	0.24	0.32	1.73	8.09	19.5	0.15	2.08	0.12	0.14	1.01
Pr	0.04	0.13	0.09	0.03	0.91	1.22	6.2	0.03	0.19	0.03	0.03	0.12
Nd	0.20	0.55	0.43	0.14	4.80	5.53	31.2	0.11	0.90	0.12	0.11	0.38
Sm	0.50	0.25	0.19	0.14	1.57	0.87	7.1	0.34	0.44	0.12	0.47	0.14
Dy	0.06	0.10	0.08	0.04	1.54	0.49	4.09	0.02	0.75	0.05	0.02	0.07
Lu	0.00	0.02	0.01	0.01	0.20	0.05	0.35	0.01	0.10	0.01	0.00	0.03



**Рис. 5.3.** Сравнение составов биотитов из гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита на классификационной диаграмме [Foster, 1960] (слева) и диаграмме «Fe-Al-Mg» [Abdel Rahman, 1994] : 1- калбинский комплекс, 2- монастырский комплекс, 3- каиндинский комплекс.



**Рис. 5.4.** Сравнение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных характеристик гранитоидов Калба-Нарымского батолита : 1- калбинский комплекс, 2- монастырский комплекс, 3- каиндинский комплекс.

- +4,3 (TDM-2ST=705-773 млн лет). Также для этих пород характерны повышенные изотопные значения Rb-Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t=283 \text{ млн. лет}) = 0,70726$ ); изотопный состав кислорода в кварце также имеет коровые значения – 12,1 ‰  $\delta\text{O}^{18}$ . Сравнение изотопных характеристик гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита показано на рисунке 5.4.

Сопоставление данных по вещественному, минералогическому и изотопному составам гранитоидов позволяет выделить в составе Калба-Нарымского батолита две ассоциации: гранодиорит-гранитную, формирующую основную часть батолита и представленную породами калбинского и каиндинского комплексов, и лейкогранитную, представленную породами монастырского комплекса, образующую ряд крупных массивов в западной части Калба-Нарымской зоны. Для двух выделяемых ассоциаций характерны различные тренды изменения составов гранитоидов, что предполагает различные родоначальные магмы. Также обращает на себя изолированное геологическое положение главных массивов, сложенных породами лейкогранитной ассоциации.

## ГЛАВА 6. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Численное петрологическое моделирование процессов выплавления гранитов проводилось по следующему алгоритму:

1. Выбор «эталонных» гранитов из проб гранитов гранодиорит-гранитной и лейкогранитной ассоциаций, по которым будут определяться условия формирования гранитоидов, потенциальные протолиты для проведения моделирования;
2. Определение температуры и давления формирования гранитоидных магм;
3. Определение потенциальных протолитов для гранодиорит-гранитов и лейкогранитов на основе их состава и изотопно-геохимических характеристик гранитоидов и вмещающих пород;
4. Проведение численного петролого-геохимического моделирования петрогенных компонентов гранитоидов на основе данных экспериментальных исследований по плавлению различных протолитов путём масс-балансового пересчета;
5. Проведение численного петролого-геохимического моделирования редкоэлементного состава гранитоидов на основе расчёта распределения элементов при парциальном плавлении протолитов, с использованием реститовых парагенезисов из опубликованных экспериментальных работ;
6. Сравнение модельных выплавок с составами гранитоидов Калба-Нарымского батолита.

### **6.1. Критерии оценки петрологического моделирования.**

В данном разделе приведены критерии, согласно которым будет оцениваться верность петрологического моделирования процессов плавления выбранных субстратов. Для этой цели были выбраны гранитоиды первых фаз внедрения (главные фазы) из гранодиорит-гранитов и лейкогранитов, как породы не претерпевшие, или претерпевшие в наименьшей степени, процессы дифференциации, т.е. их составы наиболее близкими к составам непосредственных выплавов из субстратов. Из гранитоидов первой фазы внедрения было отобрано по 15 проб для каждого геохимического типа гранитов, наиболее близких к среднему составу гранита для данной группы. Отобранные составы гранитоидов приведены в таблице 6.1. Таким образом, были выбраны составы гранитов для каждого геохимического типа, образующие на различных графиках две изолированных группы (рис. 6.1). Результаты проводимого петрологического моделирования процессов плавления будут считаться удовлетворительными, если модельные составы будут попадать в поля отобранных гранитоидов, или же в случае нескольких протолитов, если поля отобранных гранитоидов будут лежать на линиях смешения модельных расплавов.

Таблица 6.1. Составы гранитоидов Калба-Нарымского батолита, отобранные для проведения петрогенетических реконструкций

Гранодиорит-гранитная ассоциация															
Образец	КТ - 23	КТ - 24	X - 1055	X - 1056	КА-13-25	X - 1045	КТ-32	КТ-36	КТ-37	X-1174	X-1044	К-14-108	К-14-110	К-14-122/1	К-14-127
SiO <sub>2</sub>	72.0	65.9	70.1	69.4	69.7	67.9	68.7	71.5	68.5	72.0	69.0	67.7	68.7	70.7	71.0
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.59	0.43	0.48	0.26	0.57	0.55	0.39	0.50	0.22	0.44	0.38	0.39	0.41	0.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.9	15.2	15.1	14.9	15.0	15.6	15.2	14.3	15.3	15.0	14.6	15.4	15.8	14.6	14.1
FeO	2.9	4.0	2.9	3.1	2.3	4.5	4.3	2.9	3.1	2.0	2.9	3.1	2.6	3.1	2.6
MnO	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05
MgO	0.65	1.15	0.74	0.91	0.52	1.03	0.82	0.59	0.91	0.46	0.72	0.79	0.79	0.63	0.51
CaO	1.5	2.1	1.6	1.8	2.0	2.1	2.2	1.5	2.0	1.3	1.7	2.2	2.2	1.6	1.1
Na <sub>2</sub> O	3.4	3.5	3.4	3.4	3.9	3.6	3.5	3.4	3.4	4.0	3.2	3.8	4.0	3.6	3.2
K <sub>2</sub> O	4.3	3.7	4.7	4.4	4.0	3.4	4.2	4.5	5.0	4.8	5.1	4.3	3.9	4.1	4.9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.25	0.21	0.22	0.14	0.23	0.19	0.15	0.18	0.13	0.22	0.14	0.14	0.17	0.18
П.п.п.	0.73	0.70	0.89	0.82	1.08	1.05	0.95	1.10	0.65	0.82	0.79	0.72	0.86	0.50	0.80
Сумма	100.3	99.9	99.1	100.2	99.9	100.2	100.4	100.8	99.5	99.8	99.1	99.3	99.5	99.6	100.2
Rb	136	145	193	197	153	177	156	204	178	160	203	132	136	178	193
Sr	159	216	141	146	263	193	203	151	215	147	241	227	244	135	106
Y	22	26	20	20	15	29	32	34	28	9	19	18	21	37	33
Zr	116	244	190	209	128	264	239	196	183	87	254	163	202	244	163
Nb	8	11	15	16	9	14	13	13	12	11	17	10	11	15	13
Ba	283	362	364	380	397	518	398	347	534	276	427	375	350	258	299
La	19	25	32	38	24	37	28	29	41	14	46	21	27	31	25
Ce	40	55	66	78	49	78	69	59	81	25	94	44	55	66	55
Nd	19	27	30	35	21	38	28	25	38	13	40	19	25	33	27
Sm	4.3	5.9	6.3	7.4	4.0	7.7	6.1	5.4	7.5	2.6	7.2	4.0	5.7	7.6	6.3
Eu	0.7	1.0	0.8	0.9	0.7	1.4	1.0	0.6	1.0	0.5	0.9	0.7	0.9	1.0	0.9
Tb	0.6	0.8	0.7	0.8	0.5	1.0	0.9	0.8	0.9	0.4	0.8	0.6	0.7	1.1	1.0
Dy	3.5	4.3	3.6	3.6	2.2	5.4	5.1	4.5	4.6	1.6	3.8	3.1	4.0	7.0	6.0
Yb	2.0	2.3	1.5	1.6	0.8	2.2	3.0	2.5	2.2	0.7	1.1	1.7	2.1	3.8	3.4
Lu	0.3	0.4	0.2	0.2	0.1	0.3	0.5	0.3	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.5	0.5
Hf	3.2	6.1	5.1	5.3	3.8	6.9	6.0	4.5	4.5	2.7	6.8	4.2	6.0	7.5	5.3
Th	6.9	7.8	15.2	17.3	13.7	13.5	11.5	10.3	10.4	5.3	29.8	10.1	14.8	14.1	11.8
U	3.2	2.6	5.6	4.5	1.9	2.5	3.5	2.5	2.7	2.1	3.3	2.6	1.9	4.1	3.8

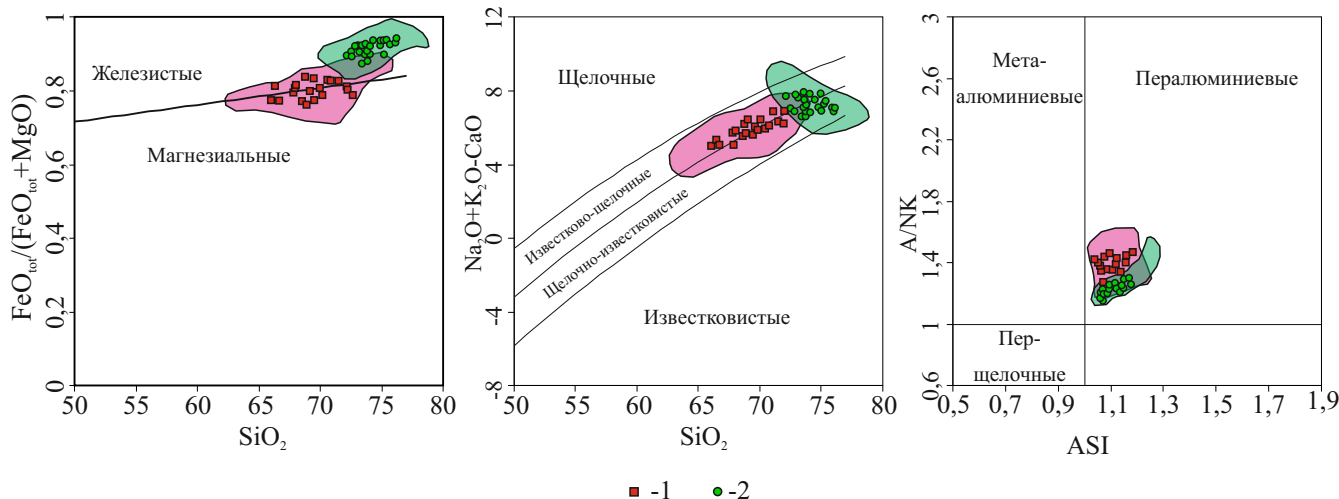
Содержания петрогенных компонентов приведены в массовых процентах, содержания редких – в ppm.

Таблица 6.1. Составы гранитоидов Калба-Нарымского батолита, отобранные для проведения петрогенетических реконструкций

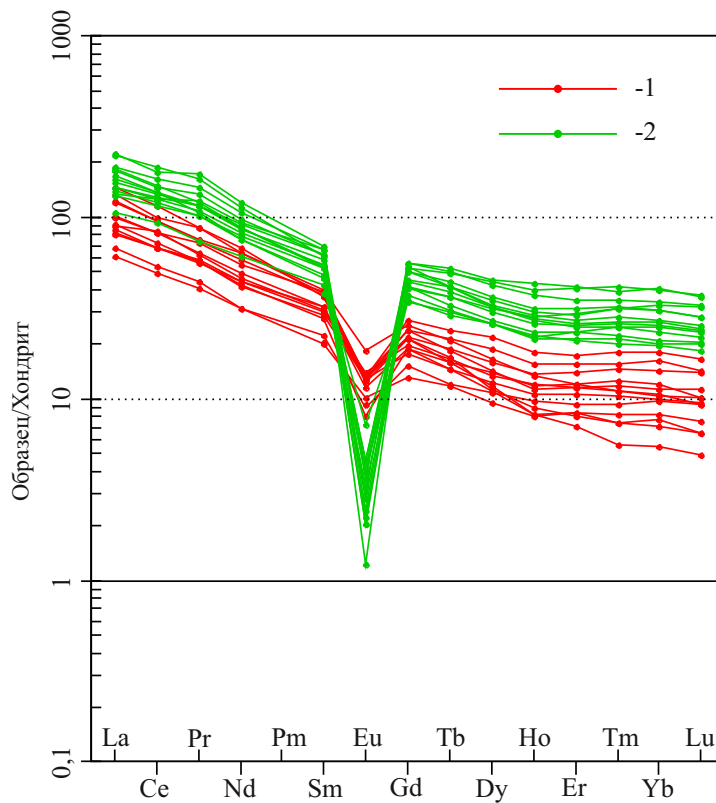
Лейкогранитная ассоциация															
Образец	14-8	14-10	14-12	14-15	14-32	14-40	14-41	14-43	14-60	14-64	14-70	X-1041	14-91/1	14-96	14-100
SiO <sub>2</sub>	76.0	73.4	74.9	74.0	73.6	74.9	72.5	73.3	75.0	75.6	76.2	73.7	73.5	72.7	72.1
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.16	0.21	0.25	0.26	0.14	0.28	0.23	0.18	0.12	0.13	0.13	0.24	0.27	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.7	13.8	12.7	13.0	13.0	13.0	13.9	13.8	13.4	13.1	12.4	13.2	13.0	13.0	14.1
FeO	2.7	2.0	2.3	2.6	3.3	2.3	3.1	2.3	2.0	1.9	2.2	1.8	2.3	3.4	2.4
MnO	0.04	0.03	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03
MgO	0.10	0.10	0.16	0.27	0.26	0.17	0.36	0.33	0.22	0.13	0.12	0.17	0.25	0.26	0.27
CaO	0.67	0.59	0.75	0.96	0.90	0.68	0.86	0.91	0.82	0.57	0.40	0.82	0.93	0.97	0.99
Na <sub>2</sub> O	2.9	3.2	3.0	3.2	3.1	3.2	3.2	3.3	3.3	3.3	3.0	3.5	3.2	3.4	3.2
K <sub>2</sub> O	4.8	6.1	5.0	4.6	4.8	4.7	4.6	4.4	4.4	4.7	4.7	5.0	5.0	4.6	5.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.03	0.07	0.10	0.11	0.04	0.09	0.10	0.06	0.01	0.02	0.04	0.11	0.10	0.11
П.п.п.	0.14	0.59	0.26	0.29	0.76	0.58	0.58	0.50	0.41	0.66	0.44	0.64	0.24	0.62	0.84
Сумма	100.1	100.1	99.9	100.0	100.2	100.1	100.0	99.9	100.0	100.1	100.1	99.8	100.1	100.1	99.9
Rb	211	212	211	250	229	199	271	241	223	242	197	288	195	212	180
Sr	17.6	21	41	60	61	23	48	60	32	7.5	14.3	34	68	62	86
Y	55	47	46	72	47	37	70	52	44	58	43	47	28	24	22
Zr	230	180	198	196	195	166	215	190	170	165	169	184	261	297	320
Nb	21	13.5	17.0	21	19.4	13.5	25	18.8	15.9	15.6	13.9	19.4	15.4	18.1	18.2
Ba	54	82	212	154	155	70	119	175	87	19.7	46	79	231	167	250
La	56	70	59	46	45	50	48	43	41	42	68	33	42	56	59
Ce	119	143	133	104	102	112	110	98	93	103	154	76	87	118	119
Nd	59	72	64	52	50	53	55	48	45	56	68	36	38	48	49
Sm	12.1	13.6	13.0	11.3	10.7	10.2	12.1	10.3	9.1	13.0	11.9	8.3	7.5	8.9	7.9
Eu	0.15	0.18	0.27	0.33	0.34	0.21	0.22	0.31	0.24	0.090	0.15	0.29	0.93	0.38	0.93
Tb	1.75	1.62	1.61	1.91	1.53	1.20	2.1	1.61	1.43	1.97	1.29	1.18	0.97	0.99	0.86
Dy	9.8	8.7	8.6	11.7	8.6	6.9	12.2	9.4	8.0	11.4	7.2	7.0	5.7	4.8	4.8
Yb	5.3	4.7	4.0	6.9	4.5	3.4	7.0	5.3	4.4	5.9	4.3	3.6	2.5	1.86	1.85
Lu	0.75	0.67	0.58	0.99	0.64	0.49	0.98	0.75	0.64	0.87	0.62	0.54	0.35	0.27	0.27
Hf	7.9	6.5	7.3	7.7	7.4	6.8	8.6	7.5	6.7	7.7	7.4	6.6	7.8	7.6	8.9
Th	12.4	20	29	28	27	21	29	26	28	28	22	48	14.9	17.9	14.9
U	5.2	3.2	4.1	5.8	4.9	3.3	6.0	5.0	4.5	4.1	4.8	7.0	3.6	2.9	2.6

Содержания петрогенных компонентов приведены в массовых процентах, содержания редких – в ppm.





**Рис. 6.1.** Составы эталонных гранитоидов Калба-Нарымского батолита на классификационных диаграммах [Frost et al., 2001]. 1- породы гранодиорит-гранитной ассоциации; 2- породы лейкогранитной ассоциации. Розовое поле - составы всех пород гранодиорит-гранитной ассоциации; светло-зелёное поле - составы всех пород лейкогранитной ассоциации.



**Рис. 6.2.** Сравнение редкоземельных спектров гранитоидов Калба-Нарымского батолита, нормирование проводилось на состав хондрита C1 [Boynnton, 1984]. 1- породы гранодиорит-гранитной ассоциации; 2- породы лейкогранитной ассоциации.

## 6.2 Оценка условий плавления.

Оценка температуры плавления проводилась на основе данных насыщения цирконием по данным работ [Watson, Harrison, 1983; Miller et al., 2003; Boehenke et al., 2013]. Расчёт проводился по формуле:

$$\ln D_{Zr} = \frac{10108}{T(K) - 1,16(M - 1) - 1,48}$$

где:

T (K) – температура в кельвинах;

$$D_{Zr} = \frac{Zr_{zircon}}{Zr_{melt}}$$

- отношение содержания циркония в расплаве к содержанию циркония в цирконе;

$$M = \frac{Na + K + 2Ca}{Al * Si}$$

- отношение, рассчитанное на основе содержания петрогенных компонентов в молярных долях элемента от их общей суммы. Содержание циркония в цирконе при расчётах принято в 504 882 ppm на основе данных электронной микроскопии зёрен циркона для U-Pb изотопного датирования (70 точек). Вариации температуры при расчётах с крайними значениями содержаний Zr в цирконе (496 820 и 512 124 ppm) составляют 7 °С, что принимается незначительным.

Результаты проведённых расчётов приведены в таблице 6.2. Согласно полученным данным для гранитов гранодиорит-гранитной ассоциации, температура насыщения цирконием (условно можно принимать как минимальную ликвидусную температуру) (по 11 образцам) колеблется в интервале 779-834 °С, при среднем значении 808 °С. Для пород лейкогранитной ассоциации получены схожие данные: 798-843 °С, при среднем значении 812 °С. Исходя из полученных данных, в дальнейшем, при проведении численного моделирования будут использоваться значения температуры выплавления гранитоидов в 800-850 °С. Согласно данным [Miller et al., 2003], гранитоиды с температурами насыщения циркона более 800 °С, относятся к «горячим» гранитам и для них характерна

**Таблица 6.2.** Данные расчётов температуры насыщения циркона для гранитоидов Калба-Нарымского батолита

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	M	Zr, ppm	T <sub>Zr</sub> , °C
<b>Гранодиорит-гранитная ассоциация</b>													
КТ - 24	65.8	0.59	15.25	4.44	0.06	1.15	2.15	3.48	3.73	0.25	<b>1.41</b>	244	<b>822</b>
X - 1055	70.6	0.43	15.15	3.21	0.06	0.74	1.65	3.38	4.70	0.21	<b>1.37</b>	190	<b>802</b>
X - 1056	69.1	0.48	14.93	3.48	0.06	0.91	1.77	3.38	4.44	0.22	<b>1.39</b>	209	<b>809</b>
X - 1045	67.1	0.57	15.56	5.03	0.07	1.03	2.06	3.65	3.43	0.23	<b>1.35</b>	264	<b>834</b>
КТ-32	68.6	0.55	15.24	4.79	0.08	0.82	2.20	3.51	4.19	0.19	<b>1.46</b>	239	<b>816</b>
КТ-36	71.2	0.39	14.34	3.22	0.06	0.59	1.48	3.44	4.47	0.15	<b>1.37</b>	196	<b>805</b>
КТ-37	68.2	0.50	15.29	3.46	0.06	0.91	2.01	3.38	4.98	0.18	<b>1.48</b>	183	<b>790</b>
X-1044	68.9	0.44	14.64	3.19	0.05	0.72	1.72	3.21	5.07	0.22	<b>1.45</b>	254	<b>823</b>
К-14-108	67.5	0.38	15.38	3.44	0.05	0.79	2.19	3.79	4.28	0.14	<b>1.50</b>	163	<b>779</b>
К-14-110	68.0	0.39	15.81	2.86	0.05	0.79	2.22	4.01	3.93	0.14	<b>1.46</b>	202	<b>801</b>
К-14-122/1	70.0	0.41	14.57	3.46	0.06	0.63	1.55	3.60	4.13	0.17	<b>1.36</b>	244	<b>826</b>
К-14-127	71.0	0.31	14.11	2.89	0.05	0.51	1.12	3.20	4.91	0.18	<b>1.32</b>	163	<b>792</b>
<b>Лейкогранитная ассоциация</b>													
КА-14-8	75.6	0.22	11.70	2.99	0.04	0.10	0.67	2.93	4.75	0.04	<b>1.32</b>	230	<b>823</b>
КА-14-10	73.0	0.16	13.77	2.27	0.03	0.10	0.59	3.16	6.12	0.03	<b>1.36</b>	180	<b>798</b>
КА-14-12	74.8	0.21	12.73	2.55	0.04	0.16	0.75	3.03	5.01	0.07	<b>1.30</b>	198	<b>811</b>
КА-14-15	74.5	0.25	12.96	2.86	0.05	0.27	0.96	3.21	4.63	0.10	<b>1.32</b>	196	<b>808</b>
КА-14-32	73.4	0.26	13.04	3.68	0.06	0.26	0.90	3.08	4.76	0.11	<b>1.31</b>	195	<b>809</b>
КА-14-40	74.6	0.14	13.00	2.50	0.04	0.17	0.68	3.16	4.75	0.04	<b>1.25</b>	166	<b>799</b>
КА-14-41	72.3	0.28	13.93	3.47	0.05	0.36	0.86	3.25	4.63	0.09	<b>1.25</b>	215	<b>823</b>
КА-14-43	73.2	0.23	13.83	2.61	0.04	0.33	0.91	3.30	4.37	0.10	<b>1.23</b>	190	<b>813</b>
КА-14-60	74.9	0.18	13.43	2.20	0.04	0.22	0.82	3.33	4.44	0.06	<b>1.24</b>	170	<b>802</b>
КА-14-64	75.5	0.12	13.12	2.14	0.03	0.13	0.57	3.28	4.72	0.01	<b>1.24</b>	165	<b>799</b>
КА-14-70	76.2	0.13	12.40	2.47	0.03	0.12	0.40	3.02	4.70	0.02	<b>1.20</b>	169	<b>804</b>
КТ-38	77.1	0.119	12.10	1.79	0.031	0.100	0.505	2.970	5.148	0.02	<b>1.29</b>	203	<b>814</b>
X-1041	73.7	0.13	13.22	1.99	0.04	0.17	0.82	3.48	5.01	0.04	<b>1.36</b>	184	<b>800</b>
КА-14-91/1	73.4	0.24	13.00	2.54	0.04	0.25	0.93	3.18	4.99	0.11	<b>1.36</b>	261	<b>832</b>
КА-14-96	72.6	0.27	13.02	3.76	0.05	0.26	0.97	3.43	4.57	0.10	<b>1.38</b>	297	<b>843</b>

недосыщенность цирконием, поэтому температуру насыщения циркона следует рассматривать как минимальную оценку температуры выплавления гранитоидов. Также недосыщенность цирконием пород, подтверждается отсутствием, либо крайне малым количеством унаследованных ядер в зёрнах цирконов.

*Оценка давления.* Так как для высокоглиноземистых гранитоидов отсутствуют численные геохимические барометры, оценки давления выплавления гранитоидов проводились по косвенным признакам и путем сравнения с экспериментальными данными. Согласно данным экспериментальных работ [Vielzeuf, Montel, 1994] при дегидратационном плавлении биотита при давлениях  $>5$  кбар реакция происходит по следующему пути  $Vt+Pl+Q \Rightarrow Opx+Grt \pm Kfs + Melt$ , что приводит к формированию граната в качестве реститовой фазы, и, в свою очередь - к обеднению полученных выплавов в HREE, концентрирующихся в гранате. Тогда как при низких давлениях ( $P < 5$  кбар) при дегидратационном плавлении биотита, в качестве реститовой фазы образуется не гранат, а кордиерит  $Vt+Pl+Q \Rightarrow Opx+Grt \pm Kfs + Melt$ , содержания HREE в котором, значительно ниже. На рисунке 6.2 приведено сравнение редкоземельных спектров для гранитоидов выделяемых ассоциаций, на которых видно, что лейкограниты имеют более высокие содержания HREE, исходя из чего можно предположить, что гранодиорит-граниты формировались при давлениях  $>5$  кбар, тогда как лейкограниты при давлениях  $<5$  кбар.

### 6.3 Выбор и обоснование субстратов

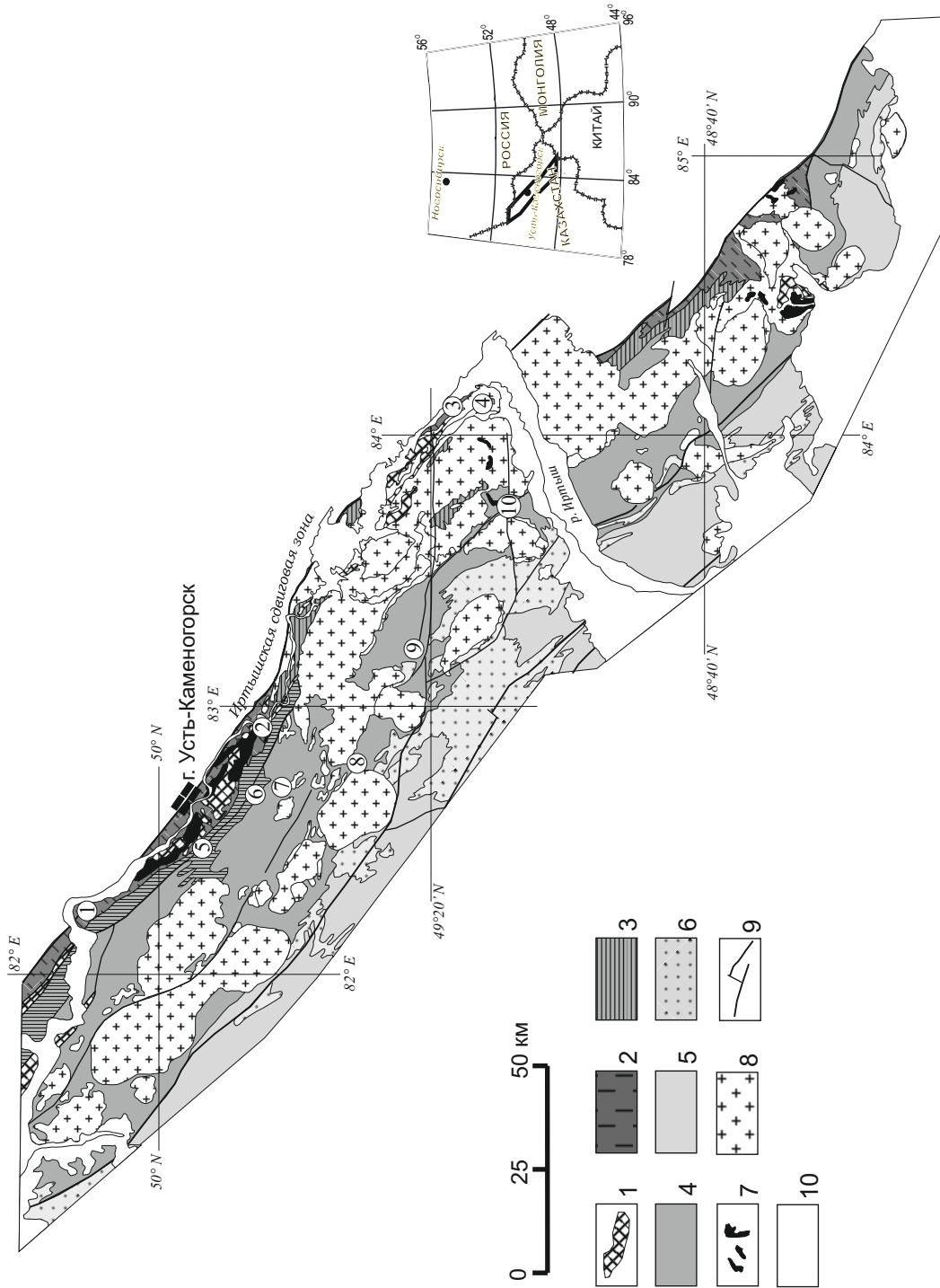
Несмотря на важность P-T-параметров плавления, главным фактором, определяющим состав гранитоидных магм, является состав протолита. Наиболее достоверным для определения пород, являвшимися источниками для формирования гранитоидных магм, являются данные по экспериментальному плавлению различных протолитов [Vielzeuf, Holloway, 1988; Beard and Lofgren, 1991; Skjerlie, et al., 1993; Carrington, Harley, 1995; Patino Douce, 1999 и др.]. Согласно современным представлениям о формировании гранитоидов различных геохимических типов, формирование гранитов S-типа является результатом частичного плавления осадочных пород, т.е. коровых пород, прошедших цикл выветривания, тогда как субстратом для гранитоидов I-типа являются магматические или метамагматические субстраты. Для тоналитов-плагиогранитов, объединяемых в граниты M-типа, субстратом являются породы базитового состава, например, MORB-базальты, амфиболиты. Природа гранитоидов A-типа наиболее дискуссионна, по данным [Frost, Frost, 2011] породы этого типа могут формироваться как в результате дифференциации базитовых расплавов, так и плавления различных коровых источников.

Калба-Нарымская зона, согласно современным геодинамическим представлениям, рассматривается как скупенный преддуговой прогиб. В его составе выделяются следующие структурные этажи [Ротараш и др., 1982]: 1) породы metabазитового основания, слагающие нижнюю часть разреза; 2) деформированные черносланцевые отложения с возрастом D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> (пугачевская, кыстав-курчумская, аблакеткинская и бурабайская свиты), слагающие нижний структурный этаж осадочных отложений; 3) осадочные породы верхнего слабдеформированного структурного этажа (бурабайская, даланкаринская, таубинская свиты) C<sub>1</sub>-C<sub>2</sub>. Породы верхнего структурного слабдеформированного структурного этажа не рассматриваются в качестве потенциальных субстратов для гранитоидов, т.к. если граниты прорывают отложения нижнего структурного этажа, то, соответственно, источник этих гранитоидов не может располагаться на

более высоких структурных этажах. Исследование осадочных пород нижнего структурного этажа проводилось в пяти различных местах расположенных на протяжении Калба-Нарымской зоны.

Осадочные толщи Калба-Нарымской зоны представлены преимущественно черносланцевыми породами с возрастом от среднего девона до среднего карбона. Мощность осадочного слоя оценивается примерно в 7-10 км. Согласно последним результатам геологического доизучения площадей (ГДП-200), проводимого в 2010-2014 гг. ТОО ГРК «Топаз» (г. Усть-Каменогорск) [Навозов и др., 2009] в составе осадочных толщ, выходящих на поверхность на территории Калба-Нарымской зоны, выделяются следующие свиты кыстав-курчумская ( $D_{2gv}$ ), аблакеткинская ( $D_3-C_{1t}$ ), бурабайская ( $C_{1v}$ ), даланкаринская ( $C_{1s}$ ), таубинская ( $C_{2b}$ ) (рис. 6.3).

В рамках данной работы были изучены отложения нижней части осадочного разреза ( $D_2-C_1$ ) Калба-Нарымского блока. Наиболее древней из изученных является кыстав-курчумская свита ( $D_{2gv}$ ), относимая к углеродисто-известковисто-терригенной формации [Щерба и др., 1998]. Данная свита выделяется в юго-восточной части Калба-Нарымской зоны, где она представлена темно-серыми алевропесчаниками, чёрными глинистыми сланцами с линзами известняков. Мощность свиты оценивается в 1000-1500 м. В остальной части Калба-Нарымской зоны породы этой свиты картируются узкой полосой вдоль кристаллических сланцев Иртышской зоны смятия, а также в виде отдельных ксеноблоков среди гранитоидов. Возраст свиты обосновывается находками в её отложениях фауны живетского возраста (табуляты, ругозы) [Нехорошев, Есенов, 1967]. Для исследований были опробованы разрезы кыстав-курчумской свиты в разных частях Калба-Нарымской зоны: в районе Васильевской переправы и р. Муратка, на левом берегу р. Иртыш выше Усть-Каменогорской плотины, а также в районе с. Таврия, в северо-восточной части зоны. В центральной части зоны исследуемые отложения обнажаются в виде крупных ксеноблоков (70x300 м.) внутри гранитоидов Калба-Нарымского батолита. Породы, представленные тёмноцветными песчаниками и алевролитами, частично ороговикованны и сильно рассланцованы. В северной части зоны свита сложена переслаивающейся толщей чёрных глинистых сланцев,



**Рис. 6.3.** Схема геологического строения Калба-Нарымской зоны. Составлена на основе рабочего макета геологической карты масштаба 1 : 500 000, созданного в ТОО ГРК «Топаз», г. Усть-Каменогорск.

1 – блоки метаморфических пород; 2 – песчаники и алевролиты кыстав-курчумской свиты  $D_{2g}$ ; 3 – сланцы, алевролиты, алевропесчаники аблакеткинской свиты  $D_3-C_1t$ ; 4 – песчаники, алевролиты, сланцы бурабайской свиты  $C_1y$ ; 5 – флишидно-гравувакковые отложения даланкаринской свиты  $C_2b$ ; 6 – полимиктовые песчаники и алевролиты молассовой формации таубинской свиты  $C_2b$ ; 7 – габброиды нерасчленённые; 8 – гранитоиды нерасчленённые; 9 – разломы; 10 – рыхлые отложения. Цифрами отмечены изученные осадочные разрезы: 1-4 кыстав-курчумской свиты; 1 - с. Таврия, 2 - район Усть-Каменогорской плотины, 3 - Васильевская переправа, 4 - р. Манат; 5, 6 аблакеткинской свиты; 5 - с. Ахмирово, 6 - с. Самсоновка; 7-10 бурабайской свиты; 7 - с. Сагыр (Ленинка), 8 - Ахметкинское рудопроявление, 9 - с. Манат, 10 - с. Песчанка.

темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Породы выходят на поверхность в виде небольших пластин, перемежающихся с зелёными сланцами актинолит-хлоритового состава.

Выше по разрезу на породах кыстав-курчумской свиты залегают черносланцевые толщи такырской серии  $D_3-C_1$  - наиболее распространённые осадочные породы в пределах Калба-Нарымской зоны. Отложения такырской серии прослеживаются широкой полосой от границы с Китаем на юго-востоке, до г. Семипалатинска на северо-западе. Общая мощность серии оценивается в 3000-3500 м. Взаимоотношения с нижележащей кыстав-курчумской свитой повсеместно тектонические, хотя в Нарымском хребте В.П. Нехорошевым описан постепенный переход между этими стратонами [Нехорошев, Есенов, 1967]. По данным последнего геологического картирования на территории Восточного Казахстана [Навозов и др., 2009], в составе такырской серии выделяются две свиты: аблакеткинская ( $D_3-C_{1t}$ ) и бурабайская ( $C_{1v}$ ). Аблакеткинская свита ( $D_3-C_{1t}$ ) представляет собой существенно алевролитовую толщу с небольшими прослоями мелкозернистых песчаников, прослеживающуюся относительно узкой полосой северо-западного простирания, в северо-восточной части Калба-Нарымской зоны. В данном исследовании породы аблакеткинской свиты были опробованы в районе с. Самсоновка и с. Ахмирово в центральной части Калба-Нарымской зоны. На изученных полигонах свита представлена темно-серыми и чёрными сланцами с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников мощностью до 10-20 см. Породы тонко рассланцованы и интенсивно кливажированны.

Отложения бурабайской свиты ( $C_{1v}$ ) согласно налегают на породы аблакеткинской свиты. Породы бурабайской свиты широко распространены на территории Калба-Нарымского террейна и выходят на поверхность в виде полосы северо-западного простирания шириной до 20 км. Данная свита имеет однородный алевро-песчанистый состав, а её отложения сильно кливажированны, осложнены складчатостью, а также преимущественно являются вмещающими для гранитоидов Калба-Нарымского батолита, что приводит к интенсивному ороговикованию осадков. В рамках данной работы были опробованы разрезы бурабайской свиты в



районе сёл Сагыр (Ленинка) (северо-восточная часть террейна), Манат, Песчанка, а также в районе Ахметкинского рудопроявления (центральная часть террейна). На изученных обнажениях свита представлена темно-серыми и серыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми, чёрными алевролитами и глинистыми сланцами. Обломочный материал песчаников представлен главным образом хорошо окатанными зёрнами кварца, плагиоклаза и полевого шпата, размером 0,1-0,5 мм. Породы сильно рассланцованы и интенсивно кливажированы. В результате наложенных процессов ороговикования под воздействием гранитоидов в осадочных породах часто проявляются новообразованные лейсты биотита.

Результаты проведенных исследований указывают на слабые вариации петрогенного и редкоэлементного составов изученных осадочных пород различных свит Калба-Нарымской зоны (рис. 6.4). Данные о содержании петрогенных компонентов осадков в пересчете на 100% сухого вещества приведены в таблице 6.3. Кремнекислотность большей части осадочных пород варьирует в интервале 60-71 мас. %  $\text{SiO}_2$  (среднее 66,63 мас. %), при этом для алевролитов и глинистых сланцев характерны более низкие концентрации - 60-67 мас. %  $\text{SiO}_2$  (среднее 65,12 мас. %), а для песчаников - 65-71 мас. %  $\text{SiO}_2$  (среднее 68,63 мас. %). Для песчанистых отложений так же характерны более низкие содержания фемических компонентов ( $\text{TiO}_2$  – 0,6-0,8 мас. %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}$  – 4-7 мас. %), чем для глинистых ( $\text{TiO}_2$  – 0,7-0,9 мас. %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}$  – 6-10 мас. %). На диаграмме М. Хиррона  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})-\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  большинство составов, как алевролитов, так и песчаников, локализуется в поле сланцев. Часть составов алевролитов кыстав-курчумской свиты характеризуются повышенной железистостью, вследствие чего, они попадают в поле железистых сланцев. Значения главных петрохимических модулей в осадочных породах Калба-Нарымской зоны варьируют довольно широко. Так значения гидролизатного модуля  $((\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})/\text{SiO}_2)$  для большей части осадков колеблется в интервале 0,28-0,42, что отвечает интервалу характерному для типичных глинистых пород и граувакк. Это указывает на достаточно высокую степень

**Таблица 6.3.** Вариации содержаний петрогенных компонентов (мас. %) и главных петрохимических индексов в осадочных толщах и метабазах Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан)

Свита	Кыстав-курчумская (D <sub>2</sub> gv)		Аблакеткинская (D <sub>3</sub> -C <sub>1t</sub> )	Бурабайская (C <sub>1v</sub> )		Метабазиты	
	Порода (количество анализов)	Алевролиты (10)	Песчаники (5)	Алевролиты (10)	Алевролиты (20)		Песчаники (15)
SiO <sub>2</sub>	<u>60.09-69.66</u> 65,64±2,81	<u>64.82-73.66</u> 68,74±3,25	<u>61.10-67.98</u> 65,64±2,14	<u>58.21-71.04</u> 65,08±2,94	<u>66.07-73.72</u> 68,94±2,44	<u>47.02-53.50</u> 50,19±2,21	
TiO <sub>2</sub>	<u>0.59-0.89</u> 0,72±0,09	<u>0.55-0.75</u> 0,66±0,07	<u>0.65-0.87</u> 0,75±	<u>0.71-0.99</u> 0,85±0,07	<u>0.55-0.77</u> 0,66±0,06	<u>1.31-2.00</u> 1,77±0,22	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>12.87-19.20</u> 15,40±2,37	<u>9.63-17.92</u> 15,35±3,29	<u>16.76-20.55</u> 17,97±1,47	<u>15.63-20.61</u> 17,72±1,12	<u>13.04-18.01</u> 16,00±1,33	<u>15.72-17.45</u> 16,71±0,68	
ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>4.42-7.22</u> 6,07±1,71	<u>4.91-5.89</u> 4,91±0,72	<u>4.61-6.77</u> 5,49±0,71	<u>2.39-8.20</u> 6,51±1,39	<u>3.67-5.27</u> 4,51±0,52	<u>8.52-13.48</u> 11,66±1,26	
MnO	<u>0.01-0.26</u> 0,10±0,08	<u>0.07-0.15</u> 0,11±0,04	<u>0.05-0.13</u> 0,08±0,02	<u>0.02-0.28</u> 0,09±0,05	<u>0.03-0.11</u> 0,07±0,02	<u>0.12-0.21</u> 0,16±0,03	
MgO	<u>1.41-4.73</u> 2,93±0,93	<u>0.95-2.43</u> 1,41±0,60	<u>1.54-2.20</u> 1,79±0,21	<u>1.01-3.38</u> 2,45±0,66	<u>0.88-2.41</u> 1,40±0,60	<u>5.93-8.00</u> 6,91±0,66	
CaO	<u>0.38-12.53</u> 4,94±3,97	<u>1.94-6.44</u> 3,27±1,88	<u>1.11-1.83</u> 1,48±0,28	<u>0.25-3.90</u> 1,48±0,88	<u>0.78-2.62</u> 1,99±0,58	<u>7.81-11.02</u> 9,74±1,04	
Na <sub>2</sub> O	<u>0.38-2.84</u> 1,83±0,81	<u>0.85-5.17</u> 3,95±1,80	<u>1.77-3.51</u> 2,82±0,59	<u>0.99-4.93</u> 2,53±0,97	<u>2.54-4.82</u> 4,21±0,61	<u>2.04-4.13</u> 3,02±0,67	
K <sub>2</sub> O	<u>0.38-3.72</u> 1,96±1,35	<u>0.71-2.60</u> 1,81±0,74	<u>3.23-5.40</u> 4,03±0,74	<u>1.61-4.81</u> 3,58±0,96	<u>1.15-4.97</u> 2,33±0,96	<u>0.07-0.85</u> 0,34±0,28	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.12-0.20</u> 0,16±0,03	<u>0.12-0.16</u> 0,14±0,02	<u>0.15-0.26</u> 0,20±0,04	<u>0.10-0.30</u> 0,18±0,05	<u>0.12-0.53</u> 0,18±0,11	<u>0.17-0.29</u> 0,23±0,05	
HKM	<u>0.07-0.36</u> 0,25±0,11	<u>0.16-0.45</u> 0,36±0,12	<u>0.32-0.48</u> 0,40±0,05	<u>0.29-0.39</u> 0,35±0,03	<u>0.32-0.43</u> 0,39±0,04		
TM	<u>0.04-0.05</u> 0,05±0,01	<u>0.04-0.06</u> 0,04±0,01	<u>0.04-0.05</u> 0,04±0,01	<u>0.04-0.05</u> 0,05±0,01	<u>0.04-0.05</u> 0,04±0,01		
AM	<u>0.18-0.29</u> 0,23±0,04	<u>0.13-0.28</u> 0,23±0,06	<u>0.21-0.34</u> 0,26±0,03	<u>0.24-0.35</u> 0,28±0,03	<u>0.18-0.28</u> 0,24±0,03		
FM	<u>0.11-0.16</u> 0,14±0,02	<u>0.03-0.10</u> 0,08±0,03	<u>0.07-0.15</u> 0,10±0,02	<u>0.12-0.18</u> 0,15±0,02	<u>0.05-0.15</u> 0,09±0,03		
GM	<u>0.29-0.39</u> 0,34±0,04	<u>0.22-0.37</u> 0,31±0,06	<u>0.28-0.46</u> 0,36±0,05	<u>0.36-0.49</u> 0,40±0,03	<u>0.25-0.37</u> 0,32±0,03		
JM	<u>0.25-0.50</u> 0,39±0,08	<u>0.25-0.59</u> 0,34±0,14	<u>0.23-0.33</u> 0,29±0,03	<u>0.31-0.47</u> 0,38±0,05	<u>0.13-0.41</u> 0,28±0,07		

Примечания к таблице 6.3: в числителе – вариации содержаний петрогенных компонентов (минимум-максимум), в знаменателе – среднее содержание ± стандартное отклонение.

N – число проб.

HKM – модуль нормированной щелочности:  $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$  [Юдович, 1977].

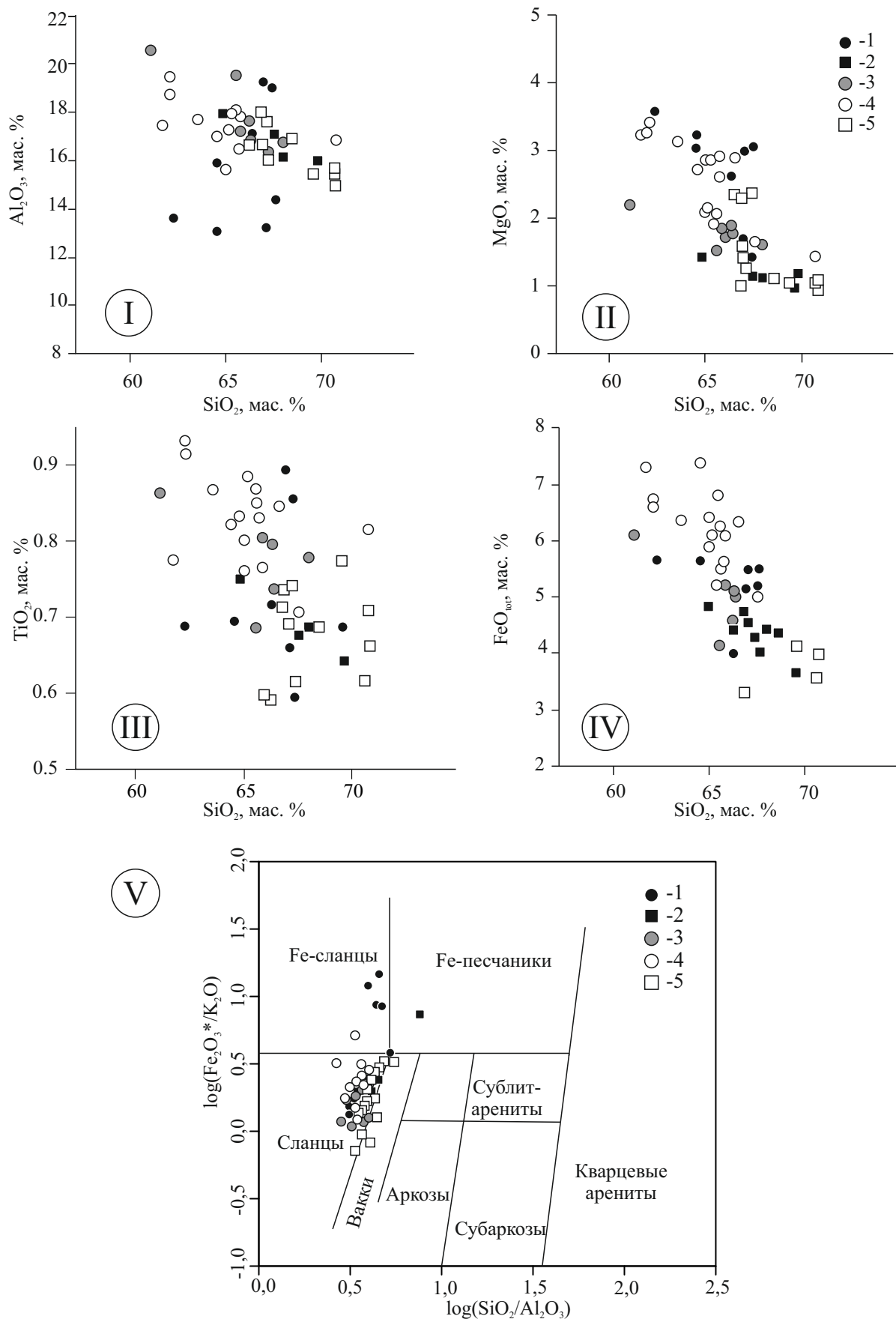
TM – титановый модуль:  $TiO_2/Al_2O_3$  [Мигдисов, 1960].

AM – алюмокремниевый модуль:  $Al_2O_3/SiO_2$  [Юдович и др., 1977].

FM – фемический модуль:  $(Fe_2O_3+FeO+MgO)/SiO_2$  [Предовский, 1980].

GM – гидролизатный модуль:  $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO)/SiO_2$  [Юдович и др., 1977].

JM – железный модуль:  $(Fe_2O_3+FeO+MnO)/(Al_2O_3+TiO_2)$  [Юдович, 1981].



**Рис. 6.4.** I-IV Диаграммы Харкера для осадочных пород Калба-Нарымской зоны; V Положение точек составов осадочных пород на классификационной диаграмме М. Херрона [Herren, 1988].  
 Условные обозначения: 1,2 - отложения кыстав-курчумской свиты (D<sub>2</sub>gv): 1 - алевролиты и глинистые сланцы, 2 - песчаники; 3 - алевролиты и глинистые сланцы аблакеткинской свиты (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>t); 4,5 - отложения бурабайской свиты (C<sub>1</sub>v): 4 - алевролиты и глинистые сланцы, 5 - песчаники.

химического выветривания исходных толщ по данным [Юдович и др., 1977]. Значения алюмокремниевого модуля ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) изменяются в интервале 0,2-0,3 что также характерно для глинистых пород.

Значения фемического модуля ( $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2$ ) для песчаников Калба-Нарымской зоны колеблется в интервале 0,07-0,11, в то время, как для алевролитов характерны значения 0,11-0,16. Такие величины этого модуля отвечают типичным терригенным песчаникам и алевролитам. Значения железного модуля ( $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ ) в большинстве изученных пород укладываются в интервал 0.20–0.45, что характеризует их как нормально-железистые.

Содержания редких и редкоземельных элементов в представительных пробах девон-каменноугольных черносланцевых породах Калба-Нарымской зоны приведены в табл. 6.4. Из приведенных данных видно, что концентрации редких и редкоземельных элементов в породах различных свит Калба-Нарымской зоны в целом близки между собой. Исключение составляет лишь часть образцов кыстав-курчумской свиты, для которых характерны более низкие концентрации К, Rb, Ва. Концентрации крупноионных литофильных элементов (LILE) для исследуемых черносланцевых пород варьируют в довольно широком интервале (Rb - 20-140 г/т, Cs - 1-8 г/т, Ва - 200-800 г/т). Наиболее низкие содержания LILE характерны для пород кыстав-курчумской свиты. Такой широкий разброс концентраций может объясняться высокой подвижностью этих элементов в геологических процессах, которым были подвержены осадочные толщи после своего формирования. Содержания высокозарядных элементов (HFSE) также довольно широко варьируют (Y – 20-35 г/т, Zr – 150-300 г/т, Hf – 4-8 г/т, Nb – 7-15 г/т, Ta – 0,5-1,2 г/т, Th – 5-13 г/т). При этом какой-либо зависимости содержания HFSE от гранулометрии осадков или от принадлежности к различным свитам не отмечается. Суммарное содержание РЗЭ в изученных осадочных породах колеблется в интервале 110-220 г/т (среднее содержание 160 г/т). Для пород характерны асимметричные спектры распределения РЗЭ с отрицательным наклоном (рис. 6.5) и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  отношением 5-9. Спектры характеризуются наличием небольшого

**Таблица 6.4.** Содержания петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах осадочных и метабазитовых пород Калба-Нарымской зоны.

1 – алевролит кыстав-курчумской свиты (с.Таврия); 2 – песчаник кыстав-курчумской свиты (р.Муратка); 3- алевролит аблакеткинской свиты (с. Самсоновка); 4 – алевролит бурабайской свиты (с. Песчанка); 5- песчаник бурабайской свиты (с. Песчанка); 6, 7 – актинолит-хлоритовые сланцы (метабазиты) (с. Таврия).

№ пробы	8-13-12/10	8-13-15/1	8-13-7/6	8-13-16/9	8-13-16/1	8-13-12/8	8-13-13/2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	64.52	67.98	67.22	65.60	67.55	50.31	52.32
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.68	0.74	0.83	0.71	1.78	1.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.85	16.12	16.37	17.94	17.12	17.45	15.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6.24	4.87	4.87	6.31	5.57	10.57	10.47
MnO	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.12	0.12
MgO	3.03	1.11	1.41	2.06	1.67	7.25	8.00
CaO	7.89	2.09	1.61	0.93	1.36	9.39	9.67
Na <sub>2</sub> O	1.26	4.89	3.95	1.69	2.56	2.92	2.04
K <sub>2</sub> O	0.47	2.39	3.84	4.65	3.52	0.61	0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.15	0.20	0.16	0.17	0.19	0.18
Сумма	100.07	99.54	99.63	99.63	99.54	100.17	100.18
Rb	16.2	76	73	135	127	13.1	5.9
Sr	346	366	295	93	122	276	271
Y	30	30	29	23	32	34	33
Zr	264	323	265	61	260	159	146
Nb	13.8	12.6	12.2	19	14.9	8.2	7.5
Cs	1.08	5.6	2.1	1.2	7.5	1.31	0.42
Ba	97	447	932	94	782	82	51
La	32	43	34	224	33	12.7	12.5
Ce	75	85	65	32.7	75	29	28
Pr	9.2	10.4	8.3	138	8.6	4.3	4.0
Nd	36	40	31	8.1	32	19.1	17.6
Sm	6.7	6.7	5.7	6.2	5.9	4.7	4.5
Eu	1.54	1.60	1.39	2.96	1.22	1.58	1.58
Gd	6.0	6.2	5.5	20.62	5.2	5.9	5.5
Tb	0.94	0.94	0.88	45.31	0.88	0.99	0.94
Dy	5.7	5.1	5.0	6.08	5.5	6.2	5.7
Ho	1.11	1.08	1.08	24.92	1.17	1.28	1.20
Er	3.3	3.2	3.2	6.26	3.6	3.9	3.5
Tm	0.54	0.51	0.48	1.44	0.57	0.57	0.54
Yb	3.7	3.4	3.2	5.57	3.7	3.7	3.4
Lu	0.53	0.51	0.48	0.89	0.56	0.54	0.54
Hf	7.4	8.5	7.2	5.53	7.2	4.5	4.1
Ta	1.05	0.94	0.91	1.16	1.14	0.62	0.54
Th	12.9	10.9	9.3	3.01	13.6	3.2	2.9
U	3.2	3.4	2.7	0.45	3.0	0.99	1.14

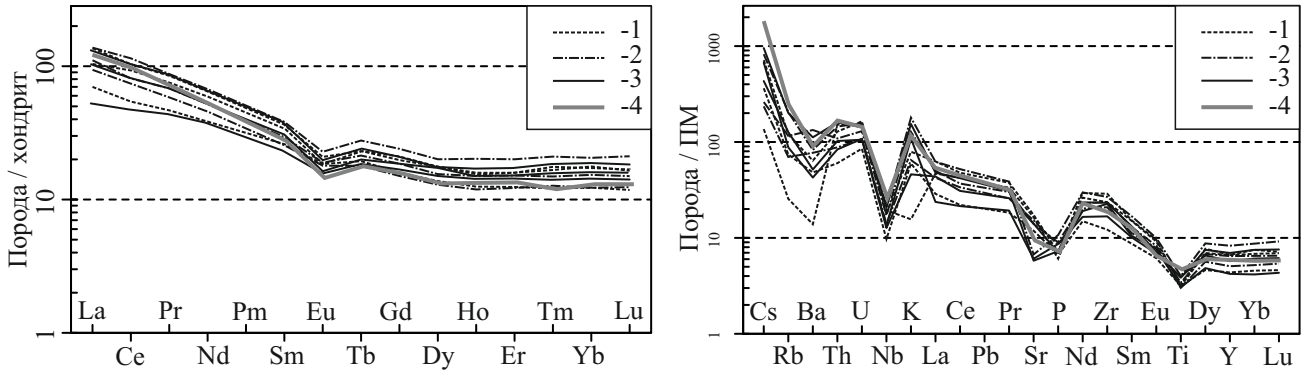


Рис. 6.5. Редкоземельный спектр (слева), нормированный по хондриту [Boynnton, 1984], и мультиэлементный спектр (справа), нормированный по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995], по осадочным породам Калба-Нарымской зоны. Условные обозначения: 1 - кыстав-курчумская свита ( $D_{2gv}$ ); 2 - аблакеткинская свита ( $D_3-C_{1v}$ ); 3 - бурабайская свита ( $C_{1v}$ ); 4 - PAAS [Taylor, McLennan, 1985].

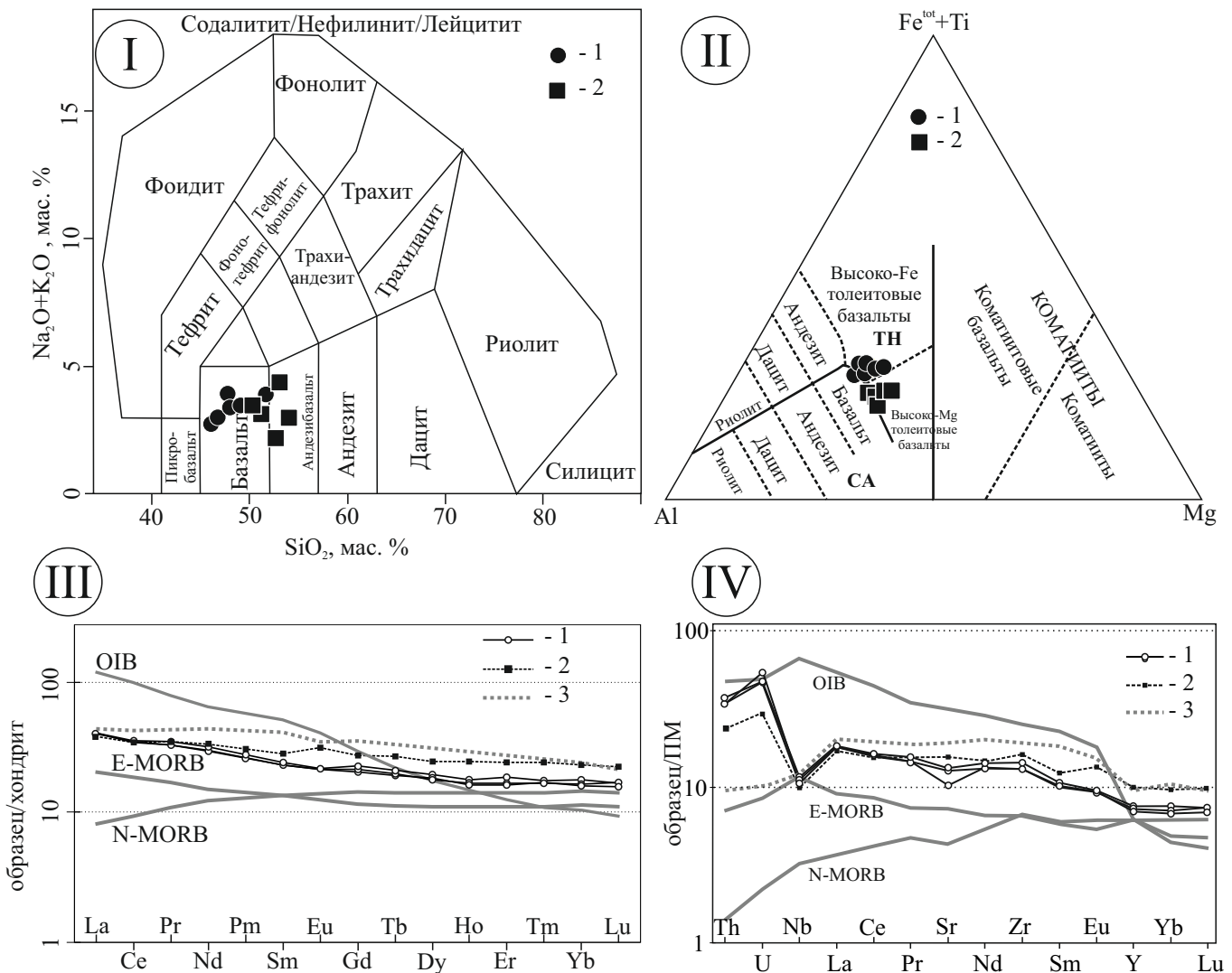


Рис. 6.6. Составы метабазальтов Калба-Нарымского террейна: I - на TAS-диаграмме [Middlemost, 1994]; II - на диаграмме Al-Mg-Fe<sup>tot</sup>+Ti [Jensen, 1976]; III - спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984]; IV - мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1985].

Условные обозначения: 1 - высокожелезистые базальты; 2 - низкожелезистые базальты; 3 - базальты Чарской зоны (обр. № 97-119-3) [Safonova et al., 2012]

европиевого минимума ( $Eu/Eu^*=0.65-0.85$ ). На мультиэлементных диаграммах (рис. 6.5) фиксируется наличие хорошо проявленных минимумов по Nb, Ti, Sr, P. Из приведенных данных видно, что для изученных черносланцевых толщ концентрации большей части редких и редкоземельных элементов находятся на уровне, характерном для постархейского глинистого сланца Австралии. Небольшое обеднение в калбинских осадках по сравнению с PAAS фиксируется по Rb, Cs, Nb.

Помимо осадочных толщ в северной части Калба-Нарымской зоны были изучены небольшие (до первых десятков метров) пластины актинолит-хлоритовых сланцев, залегающих среди черносланцевых отложений кыстав-курчумской свиты ( $D_2gv$ ). Из-за слабой обнаженности оценить общий объем исследуемых пород не представляется возможным. Контакты с черносланцевыми толщами также перекрыты рыхлыми отложениями, но, скорее всего, они тектонические. Макроскопически исследуемые породы представляют собой темно- и светло-зелёные сланцеватые породы, часто с прожилками кварцевого материала. В шлифах обнаружены реликты первично магматических минералов: клинопироксена, плагиоклазов, амфиболов, в большинстве случаев замещённые серпентином, хлоритом, амфиболом, слюдами. Кроме того, присутствует некоторое количество рудных минералов, предположительно титаномагнетита и гётита. В шлифах прослеживаются реликты структуры вулканических пород. Исходя из петрографических особенностей, предполагается, что исследуемые породы, вероятнее всего, первоначально являлись базальтами.

Изученные образцы зеленосланцевых пород имеют относительно выдержанный вещественный состав (все данные о содержании петрогенных компонентов приведены в пересчете на 100% сухого вещества); кремнекислотность пород варьирует в интервале 47-52 мас. %  $SiO_2$  (среднее 50,5 мас. %), породы имеют повышенные содержания феррических компонентов ( $TiO_2$  – до 2 мас. %;  $Fe_2O_3^*+MgO$  – до 18-20 мас. %). На TAS диаграмме точки составов исследуемых пород попадают, главным образом, в поле базальтов, часть точек лежит в поле базальтовых андезитов (рис. 4); все пород относятся к нормально щелочным

разновидностям. На диаграмме «Al—Fe<sub>tot</sub>+Ti—Mg» (рис. 6.6) точки составов базальтов разделяются на две группы: высокожелезистые и высокомагнезиальные толеитовые базальты, что может объясняться фракционированием базальтового расплава.

Геохимически исследуемые базальтоиды однотипны: для них характерны повышенные содержания HFSE (Nb – 7,1-8,2 г/т, Ta – 0,5-0,6 г/т, Zr – 145-180 г/т, Hf – 4-5 г/т, Y – 31-46 г/т) и легких РЗЭ, Zr/Nb отношение изменяется в интервале 19-25. Спектры распределения РЗЭ слабоасимметричны с небольшим отрицательным наклоном ((La/Yb)<sub>N</sub> = 1,6—2,5); для высокомагнезиальных базальтов характерно наличие положительной Eu-аномалии, для высокожелезистых пород наблюдается слабовыраженный Eu-минимум (рис. 6.6). По своим геохимическим характеристикам исследуемые базальтоиды занимают промежуточное положение между E-MORB и OIB базальтами (рис. 6.6). По уровню накопления редких элементов данные породы наиболее близки к базальтам океанических островов, описанных в составе Западно-Калбинской зоны в работе [Boynnton, 1984] (образец 97-119-3). Исходя из выше перечисленного можно предположить, что зеленокаменные породы базальтового состава около с. Таврия являются фрагментами океанической литосферы, включёнными в состав аккреционного комплекса.

Результаты проведенных исследований указывают на отсутствие значимых различий петрогенного и редкоэлементного составов осадочных пород Калба-Нарымской зоны с живетского яруса среднего девона до визейского яруса нижнего карбона. Исходя из этого, можно предположить, что состав источников сноса для осадочных пород Калба-Нарымского блока не менялся в интервале от среднего девона до конца раннего карбона. На основании полученных данных по составу рассматриваемых черносланцевых пород, предполагается, что формирование этих толщ происходило при разрушении субстрата, характеризующегося относительно невысокой зрелостью, скорее всего, этим незрелым источником могли являться вулканические комплексы Алтайской активной континентальной окраины. Наличие внутри зоны блоков метабазитового состава, также свидетельствует о том,



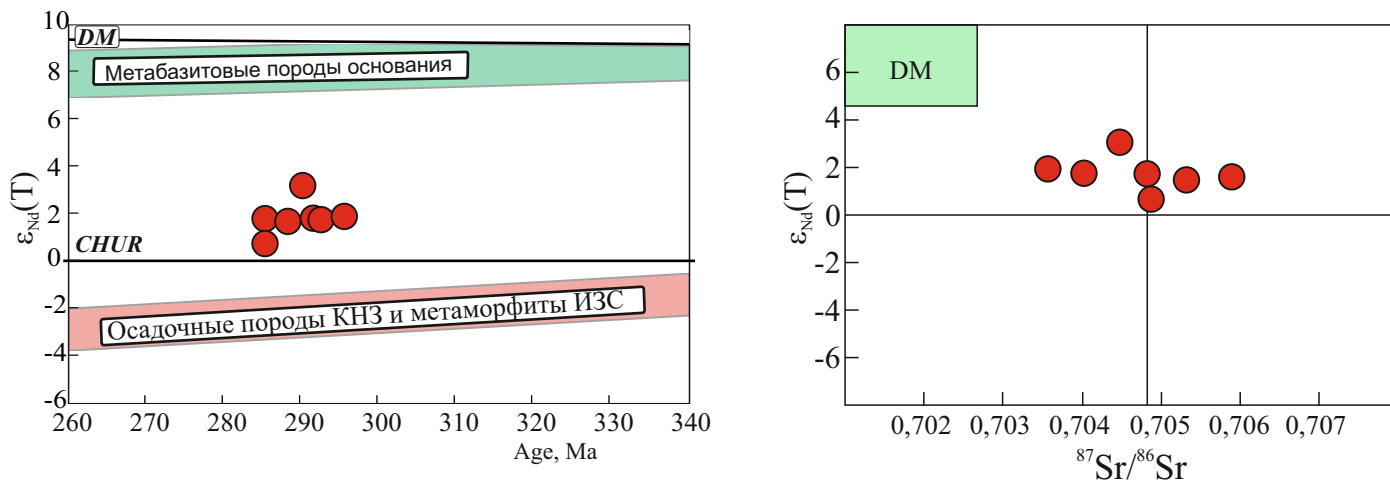
что Калба-Нарым скорее всего представлял собой бассейн с океанической корой в основании, в котором в интервале от среднего девона до конца раннего карбона происходило накопление осадков, фациально соответствующих подножию континентального склона.

*Выбор протолита для пород гранодиорит-гранитной ассоциации.* Исходя из данных по обобщению петрологических экспериментов [Patino Douce, 1999; Castro et al., 2010; Gao et al., 2016] предполагается, что «чистое» плавление метапелитовых субстратов приводит к формированию лейкогранитного расплава, тогда как формирование менее кислых гранодиорит-гранитных магм скорее всего является проявлением процессов смешения с выплавками из метабазитовых субстратов, либо вовлечением перитектических фаз при высоких степенях плавления [Clemens, Stevance, 2012].

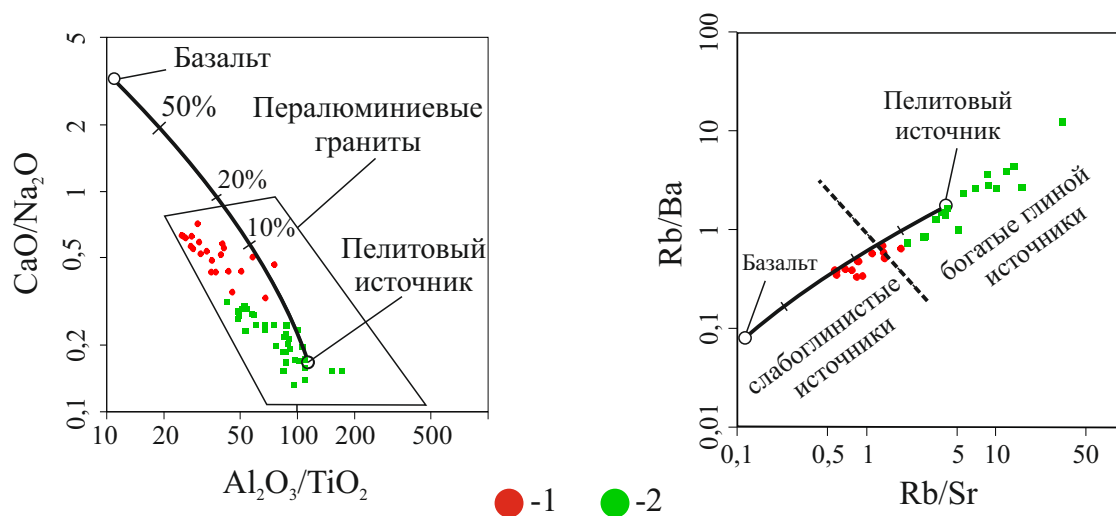
Данные по вещественному и изотопному составу пород гранодиорит-гранитной ассоциации позволяют предполагать, что формирование происходило в результате взаимодействия выплавок, полученных из метапелитового и метабазитового субстратов. Основаниями для этого являются:

Промежуточные изотопные характеристики гранитоидов, между метапелитовыми и метабазитовыми породами Калба-Нарымской зоны. Сопоставление Sm-Nd и Rb-Sr изотопных характеристик гранитоидов и вмещающих пород приведено на рисунке 6.7. Данные по изотопному составу метабазитовых пород взяты из работы [Safonova et al., 2012], для метапелитовых пород, помимо авторских данных использованы данные [Плотников и др., 2003]. Исходя из представленного графика предполагается, что рассматриваемые гранитоиды не являются результатом плавления только метапелитовых или метабазитовых субстратов, а представляют собой продукт смешения выплавок из этих протолитов.

Согласно диаграммам «CaO/Na<sub>2</sub>O – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>» и «Rb/Sr – Rb/Ba» (рис. 6.8), предложенными в работе [Sylvester, 1999], для реконструкции протолитов высокоглиноземистых гранитов, породы гранодиорит-гранитной ассоциации



**Рис. 6.7.** Сравнение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных характеристик пород гранодиорит-гранитной ассоциации и пород метаосадочных и метабазитовых пород Калба-Нарымской зоны; DM - деплетированная мантия.



**Рис. 6.8.** Сопоставление составов гранитоидов Калба-Нарымского батолита на диаграммах по реконструкции протолитов для пералюминиевых гранитов [Sylvester, 1999]; условные обозначения: 1- породы гранодиорит-гранитной ассоциации, 2- породы лейкогранитной ассоциации.

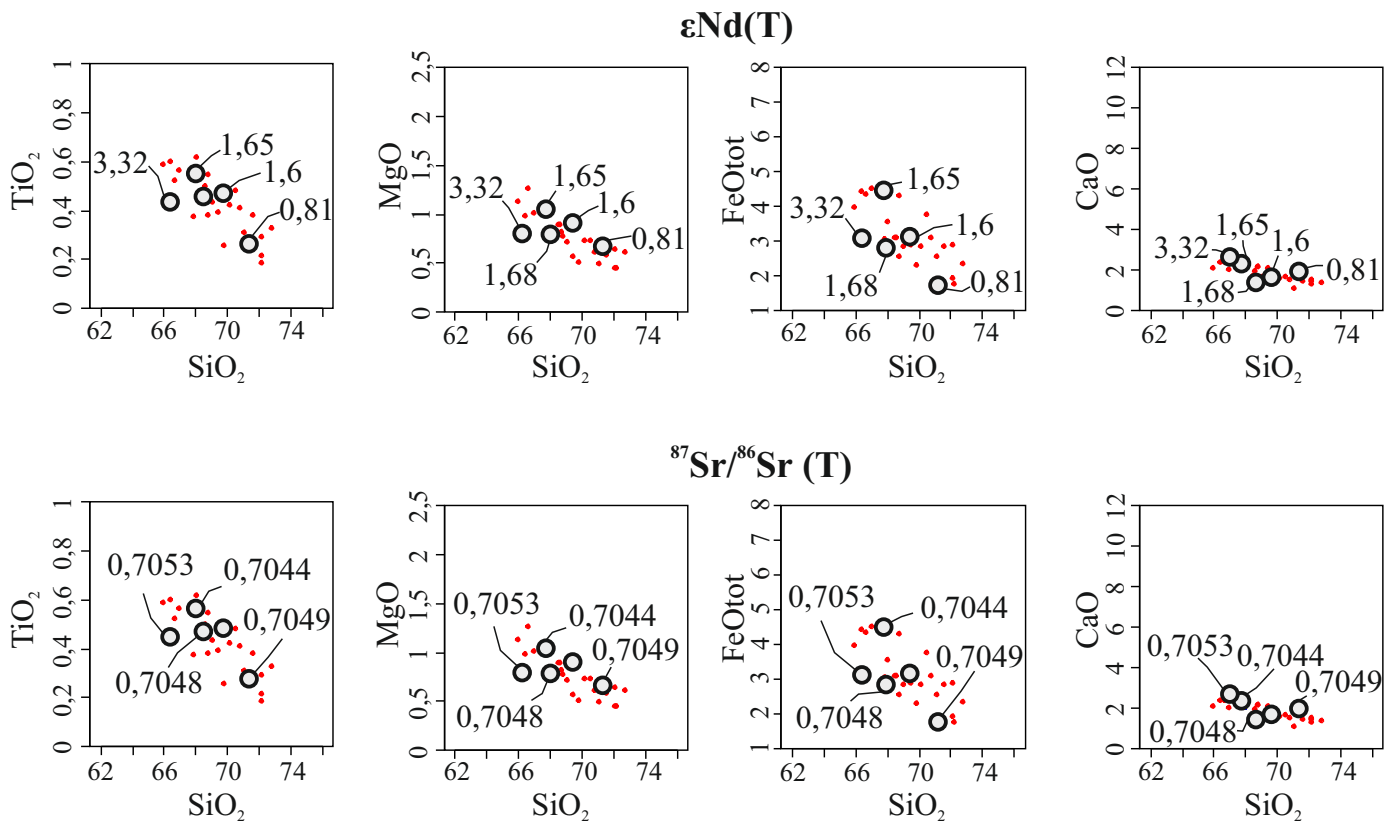
образовались либо в результате смешения выплавов из метапелитового и метабазитового источников, либо в результате плавления богатого плагиоклазом псаммитового источника, но исследования вмещающих пород Калба-Нарымской зоны показали, что для осадочного разреза свойственен пелитовый характер.

Сопоставление данных по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам и содержаниям петрогенных компонентов представлено на рисунке 6.9. Исходя из представленных диаграмм для гранитоидов с более высокими содержаниями CaO, TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>tot</sub>, MgO характерны более высокие значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Это предполагает, что вариации составов, рассматриваемых гранитоидов в первую очередь, определяются процессами смешения расплавов из источников с различными изотопными характеристиками, нежели процессами магматической дифференциации.

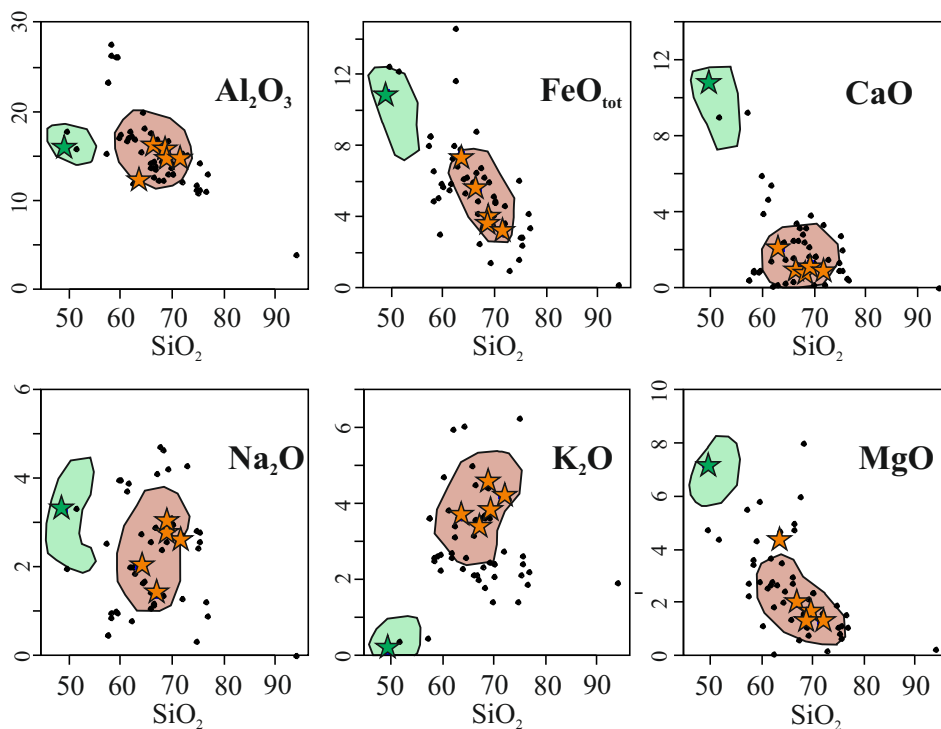
Также дополнительным свидетельством плавления метабазитовых пород Калба-Нарымской зоны является наличие синхронных (300-292 млн лет) с гранодиорит-гранитами дайковых поясов и небольших массивов, сложенных плагиогранитами и тоналитами, для которых характерны изотопные значения, отвечающие MORB. Петрологическое и геохимическое моделирование [Куйбида и др., 2009] подтвердило связь плагиогранитов с метабазитовыми породами.

*Выбор протолита для пород лейкогранитной ассоциации.* Как уже упоминалось ранее, результаты различных экспериментов по плавлению показали, что лейкогранитный расплав является отражением «чистого» плавления метапелитовых пород [Patino Douce, 1999; Castro et al., 2010; Gao et al., 2016]. Данным приведённые на диаграммах [Sylvester, 1999] (см. рис 6.8), по реконструкции протолитов высокогоглиноземистых гранитоидов, указывают, что выплавление лейкогранитов происходило из более пелитового источника, что мало вероятно, так как, выше была показана относительная выдержанность составов осадочных пород, либо происходило без участия выплавов из метабазитового субстрата.

Согласно данным [Frost, Frost, 2011; Гребенников, 2014; Gao et al., 2016] о петрогенезисе железистых гранитов, к которым относятся породы лейкогранитной



**Рис. 6.9.** Сопоставление данных по Sm-Nd (верхний ряд) и Rb-Sr (нижний ряд) изотопным характеристикам и содержаниям петрогенных компонентов в породах гранодиорит-гранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита.



**Рис. 6.10.** Сопоставление составов метаосадочных (розовое поле) и метабазитовых пород (светло-зелёное поле) Калба-Нарымской зоны и протолитов, использовавшихся в различных работах по экспериментальному плавлению (чёрные точки). Звёздами показаны составы протолитов из экспериментальных работ, данные которых использованы в данной работе.

ассоциации, для их формирования предполагается три основных механизма: 1) частичное плавление кварц-полевошпатовых коровых субстратов; 2) дифференциация базальтовых магм; 3) комбинация двух механизмов, когда при дифференциации базитовых магм происходит их контаминация коровым материалом. Высокая кремнекислотность ( $\text{SiO}_2 = 73-76$  мас.%) пород лейкогранитной ассоциации, а также отсутствие промежуточных пород (сиенитов, монзонитов, диоритов) ставят под сомнение механизм их появления при дифференциации базитовых магм. А также отсутствие значительных объёмов предшествующего магматизма со сходными изотопными характеристиками, позволяют рассматривать метаосадочные породы, в качестве субстрата для плавления.

Исходя из приведённых данных предполагается, что формирование гранитоидов лейкогранитной ассоциации происходило в результате «чистого» плавления метапелитовых толщ Калба-Нарымской зоны, возможно в присутствии флюида, на что указывают относительно высокие содержания F, B, Li как в валовом составе пород, так и в их биотитах.

#### 6.4. Петрогенезис пород гранодиорит-гранитной ассоциации

Из данных приведённых в предыдущих разделах предполагается, что формирование пород гранодиорит-гранитной ассоциации происходило в результате плавления метаосадочных толщ Калба-Нарымской зоны и пород metabазитового основания при температурах выше 800-850 °С и давлениях 5-10 кбар. Для проведения петрогенетических расчётов и выбора реститовых парагенезисов была составлена база данных по опубликованным экспериментальным работам по плавлению различных субстратов. Составы субстратов, по которым проводились экспериментальные петрологические работы, а также их сравнение со средними метапелитом и metabазитом Калба-Нарымской зоны представлены в таблице 6.5. В данной таблице представлены протолиты, использовавшиеся в работах по плавлению при температурах от 750-950 °С и давлениях 5-10 кбар. Сравнение пород Калба-Нарымской зоны и экспериментальных субстратов показано на диаграммах Харкера (рис 6.10). Как видно из представленных графиков metabазитовые породы наиболее соответствуют субстрату из работы [Lopez, Castro, 2001], по плавлению MORB-амфиболита при давлениях 4-14 кбар и температурах 725-900 °С.

Расчёт поведения петрогенных компонентов для расплава проводился на основе масс-балансового пересчёта по формуле:

$$C_p = \sum_{j=1}^m (C_j * f_j) + C_m * f_m$$

Где  $C_p$  – концентрация петрогенного элемента в протолите;  $C_m$ ,  $f_m$  – концентрация элемента в расплаве и доля расплава соответственно,  $C_j$ ,  $f_j$  – концентрация элемента в минерале и доля этого минерала соответственно. Следовательно, концентрация элемента в расплаве равна разнице содержания элемента в протолите и суммарному содержанию этого элемента в реститовых минералах, делённой на долю расплава (коэффициент плавления).

*Плавление metabазитового субстрата.* Согласно экспериментальным данным [Lopez, Castro, 2001], плавление амфиболитов, позволяющее получить

**Таблица 6.5.** Составы петрогенных компонентов в стартовых материалах, использованных в работах по экспериментальному плавлению, и их сравнение с метаосадочными и метабазитовыми породами Калба-Нарымской зоны.

Образец	Источник	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
<b>Средние составы пород Калба-Нарымской зоны</b>										
Средний базит		50.19	1.77	16.71	10.50	0.16	6.91	9.74	3.02	0.34
Средний пелит		66.44	0.75	16.73	6.23	0.09	2.11	2.32	3.02	2.91
<b>Эксперименты, данные которых были использованы для петрогенетического моделирования</b>										
A7971	Castro et al., 1999	67.02	0.41	16.98	2.52	0.04	0.6	3.18	4.09	3.62
A7972	Castro et al., 1999	68.6	0.48	15.69	3.55	0.07	1.36	0.87	2.82	4.56
A79710	Castro et al., 1999	69.1	0.52	15.23	3.73	0.04	1.51	1.28	3.06	3.81
LC-2001	Lopez, Castro, 2001	49.14	1.61	16	10.94	0.22	7.17	10.7	3.29	0.09
MBS	Patino Douce, Harris, 1999	67.03	0.79	16.26	5.50	0.14	1.88	1.06	1.36	3.39
MS	Patino Douce, Harris, 1999	75.28	0.36	14.29	2.40	0.13	0.66	0.94	2.77	2.4
SBG	Patino Douce, Beard, 1995	63.6	2.5	12.3	7.50	0.1	4.6	2.1	2	3.6
<b>Эксперименты, использовавшиеся для сравнения</b>										
555	Beard, Lofgren, 1991	55.11	1.66	14.94	11.28	0.21	4.01	6.07	4.29	0.03
478	Beard, Lofgren, 1991	52.47	1.74	15.29	11.79	0.22	5.29	9.21	2.55	0.16
557	Beard, Lofgren, 1991	57.02	0.6	15.39	8.01	0.17	5.52	9.2	2.54	0.44
571	Beard, Lofgren, 1991	51.39	1.55	15.82	12.23	0.26	4.42	8.95	3.3	0.37
466	Beard, Lofgren, 1991	49.48	1.18	17.76	12.49	0.26	4.74	10.9	1.96	0.15
18	Carrington, Harley, 1995	68.77		17.93	1.68		5.56	0.07		5.06
17	Carrington, Harley, 1995	67.86		18.09	3.17		4.68	0.08		5.13
15	Carrington, Harley, 1995	68.42		18.19	1.89		5.81	0.07		4.64
13	Carrington, Harley, 1995	66.03		18.67	4.95		4.39	0.07		4.89
16	Carrington, Harley, 1995	65.43		18.91	5.05		4.54	0.18		4.85
14	Carrington, Harley, 1995	66.1		19.11	3.62		5.3	0.08		4.81
A7974	Castro et al., 1999	76.38	0.65	10.988	4.24	0.04	1.55	0.48	1.21	1.87
IT521	Castro et al., 1999	69.81	0.7	13.67	5.20	0.04	1.59	0.18	2.69	2.06
A79711	Castro et al., 1999	71.58	0.37	14.53	3.06	0.06	1.28	0.87	2.62	4.2
IT516	Castro et al., 1999	62.75	0.83	16.95	6.85	0.05	2.69	0.19	1.85	3.62
GLC11-4	Grant, 2004	61.89	0.76	17.24	8.02	0.06	2.81	0.09	0.8	5.93
PE-1	Koester et al., 2002	65.8	0.78	14.29	5.87	0.12	2.97	1.61	1.43	3.16
Kalanjur	Nair, Chacko, 2002	68	0.94	14.4	6.22	0.11	1.56	2.45	2.4	3.63
Ponmudi	Nair, Chacko, 2002	68.8	0.83	14.6	5.99	0.08	1.05	2.13	2.55	4.42
LVC-21b	Patino Douce, 1997	69.06	0.28	16.81	1.39	0.04	0.75	3.85	4.2	3.61
LVC-14	Patino Douce, 1997	61.48	0.9	17.07	5.92	0.11	2.68	5.39	3.88	2.57
SQA	Patino Douce, Beard, 1995	60.4	1.7	11.3	7.90	0.2	6.7	7.6	1.9	0.7
HQ-36	Patino Douce, Johnston, 1991	57.36	1.26	23.24	8.59	0.17	2.72	0.4	0.48	3.63
QZP0	Sallet et al., 2015	93.94	0.03	3.95	0.23	0.01	0.22	0	0	1.92
J28	Sallet et al., 2015	74.99	0.56	10.81	2.86	0.1	0.81	2.74	2.41	2.14
46F1	Sallet et al., 2015	75.34	0.53	11.17	2.82	0.08	1.13	2	2.58	2.62
ES40	Sallet et al., 2015	74.58	0.22	11.21	6.11	0.12	1.91	0.9	2.83	1.43
AR2	Sallet et al., 2015	74.68	0.26	11.83	1.62	0.05	1.077	1.36	0.33	6.25
ARJ	Sallet et al., 2015	71.75	0.65	12.03	3.69	0.12	1.43	3.36	2.7	2.73
PPL19	Sallet et al., 2015	65.79	0.86	13.74	6.00	0.14	2.71	2.5	2.57	2.14
91F1	Sallet et al., 2015	68.12	0.46	14.81	4.08	0.04	1.58	3.16	4.62	1.77
ES177	Sallet et al., 2015	72.62	0.12	15.19	1.02	0.01	0.16	1.47	4.27	4.13

ZR2F1	Sallet et al., 2015	67.63	0.63	15.3	3.36	0.04	1.43	2.82	4.72	2.33
Pt48	Sallet et al., 2015	63.9	0.81	15.41	6.18	0.12	3.51	2.4	2.76	2.29
ES809	Sallet et al., 2015	60.98	0.75	16.71	5.50	0.07	2.55	4.64	3.72	3.84
ES56B	Sallet et al., 2015	59.53	0.75	17.09	5.93	0.11	2.77	5.91	3.95	2.25
ES145	Sallet et al., 2015	60.03	0.91	17.45	5.70	0.1	1.13	3.88	3.97	4.7
StAnd	Sallet et al., 2015	61.61	0.88	17.79	7.31	0.13	3.68	1.41	2.01	2.69
MTS71	Spicer et al., 2001	76.65	0.46	12.91	3.36	0.04	1.05	0.41	0.89	2.2
MTS7	Spicer et al., 2001	71.87	0.58	15.35	4.65	0.04	1.6	0.21	1.3	4.26
MTS70	Spicer et al., 2001	65.69	0.68	17.58	5.68	0.12	1.39	0.35	1.06	4.98
MTS8	Spicer et al., 2001	64.15	0.67	19.99	5.37	0.04	2.04	0.22	1.63	6.04
C	Stevens et al., 1997	68.03	0	12.27	3.95	0.01	8.04	1.27	1.34	3.69
B	Stevens et al., 1997	67.4	0	12.35	6.76	0.01	6.01	1.19	1.38	3.61
A	Stevens et al., 1997	66.37	0	12.62	8.81	0.01	4.75	1.26	1.131	3.58
NB	Stevens et al., 1997	66.33	0.87	14.34	6.53	0.01	4.97	1.19	1.17	4.48
CS	Stevens et al., 1997	59.38	0	26.17	3.05	0.01	5.84	0.92	0.98	2.66
BS	Stevens et al., 1997	58.93	0	26.23	5.08	0.01	4.36	0.86	1	2.61
AS	Stevens et al., 1997	58.18	0	26.42	6.57	0.01	3.45	0.91	0.95	2.59
NBS	Stevens et al., 1997	58.15	0.63	27.67	4.92	0.01	3.61	0.86	0.86	2.51
VH	Vielzeuf, Hollowway, 1988	64.35	0.82	18.13	6.26	0.09	2.44	1.52	1.66	2.56
CEVG	Vielzeuf, Montel, 1994	69.03	0.81	12.96	4.17	0.08	2.14	1.64	2.7	2.45
CEVP	Vielzeuf, Montel, 1994	69.99	0.7	12.96	4.82	0.06	2.36	1.67	2.95	2.41
GW	Vielzeuf, Montel, 1994	66.7	0	13.5	4.92	0	2.1	2.5	2.9	2
CRS	Vielzeuf, Montel, 1994	66.5	0	13.9	4.18	0	2	3.4	2.9	2.1
HGW	Vielzeuf, Montel, 1994	69.7	0	14.3	4.09	0	1.8	1.3	3.1	1.4

Таблица 6.5. Продолжение.



объём выплавок способных сегрегировать (степень плавления  $>10\%$ ), возможно только при температурах, превышающих  $900\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Эти данные соответствуют с выводами из работы [Куйбида и др., 2009], согласно которым плавление метабазитов Калба-Нарымской зоны с последующим плагиогранитоидным магматизмом происходило при температуре  $950\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Для проведения расчётов по плавлению, был рассчитан средний состав метабазитов Калба-Нарымской зоны (по 11 анализам). Расчёт поведения петрогенных компонентов проводился для температур  $900$  и  $925\text{ }^{\circ}\text{C}$ , которым, согласно [Lopez, Castro, 2001], отвечают степени плавления субстратов в  $4\%$  и  $25\%$  соответственно. Расчётные данные (состав и соотношение фаз, состав субстратов, состав выплавок) приведены в таблице 6.6.

Результаты численного моделирования процессов плавления метабазитовых пород Калба-Нарымской зоны соответствуют результатам, полученным в работе по экспериментальному плавлению [Lopez, Castro, 2001]. При плавлении данных пород при давлении 6 кбар и температурах  $900\text{-}910\text{ }^{\circ}\text{C}$  образуется плагиогранитный расплав (степень плавления  $4\text{-}10\%$ ); увеличение температуры приводит к увеличению степени плавления субстрата и, как следствие, переходу состава выплавок в поле менее кислых тоналитов. Полученные при плавлении метабазитов расплавы отличаются высокими содержаниями мафических компонентов ( $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ ), а также повышенными значениями  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , и низким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ .

*Плавление метапелитового субстрата.* Для реконструкции выплавок из метапелитовых пород было проведено их детальное сравнение с исходными породами, которые использовались в работах по экспериментальному плавлению. Для сравнения были выбраны субстраты, которые использовались в экспериментах при давлениях от 5 до 10 кбар и температурах до  $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Сравнение среднего метапелита Калба-Нарымской зоны с исходными материалами экспериментов представлено в таблице 6.5. Для более наглядного сравнения все протолиты из экспериментальных работ вынесены на различные диаграммы Харкера совместно с полями составов пород Калба-Нарымской зоны (рис. 6.10). В следствие широких вариаций составов метапелитов для проведения реконструкции выплавок из

**Таблица 6.6.** Параметры и результаты масс-балансового расчёта поведения петрогенных компонентов при плавлении метабазитовых пород Калба-Нарымской зоны; Hbl- роговая обманка, Pl- плагиоклаз, CPx- клинопироксен, OPx- ортопироксен, Mgt- магнетит.

<b>Состав протолитов (средний метабазит Калба-Нарымской зоны и метаамфиболит [Lopez, Castro, 2001])</b>										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
Средний метабазит	50.19	1.77	16.71	10.50	0.16	6.91	9.74	3.02	0.34	
LC-2001	49.14	1.61	16	10.94	0.22	7.17	10.7	3.29	0.09	
<b>Условия плавления и составы релитовых парагенезисов (на основе данных [Lopez, Castro, 2001])</b>										
Температура, °С	Давление, кбар		Степень плавления		Hbl	Pl	CPx	OPx	Mgt	
900	6		10%		40%	35%	10%	2%	2%	
925	6		25%		28%	30%	10%	5%	2%	
<b>Составы релитовых минералов (на основе данных [Lopez, Castro, 2001])</b>										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сум.
При температуре 900 °С и степени плавления 10 %										
Hbl	46.39	3.1	10.4	14.1	0.2	12.54	10.69	1.94	0.29	99.65
Pl	55.12	0.1	29.81	0.32	0	0	9.13	5.78	0.21	100.47
CPx	50.55	0.49	3.1	13.07	0.57	13.21	17.54	0.54	0.25	99.32
OPx	51.82	0.16	4.86	21.31	0.97	17.77	2.71	0.5	0.06	100.16
Mgt	0	13	0	85	0	0	0	0	0	98
При температуре 925 °С и степени плавления 25 %										
Hbl	43.62	3.47	11.64	12.12	0.14	14.47	11.02	2.49	0.12	99.09
Pl	52.16	0.14	29.43	0.5	0	0.05	12.87	4.12	0.06	99.33
CPx	51.15	0.75	3.39	10.22	0.59	14.44	18.83	0.42	0.07	99.86
OPx	51.82	0.16	4.86	21.3	0.97	17.9	2.7	0.5	0.06	100.27
Mgt	0	10	0	90	0	1	0	0	0	101
<b>Составы рассчитанных выплавок</b>										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сум.
При температуре 900 °С и степени плавления 10 %										
MB-900-10	66.86	0.74	16.82	4.548	0.04	2.18	4.60	1.89	1.34	98.79
При температуре 925 °С и степени плавления 25 %										
MB-925-25	63.56	0.98	19.23	3.68	0.04	2.04	3.39	4.65	1.25	99.02

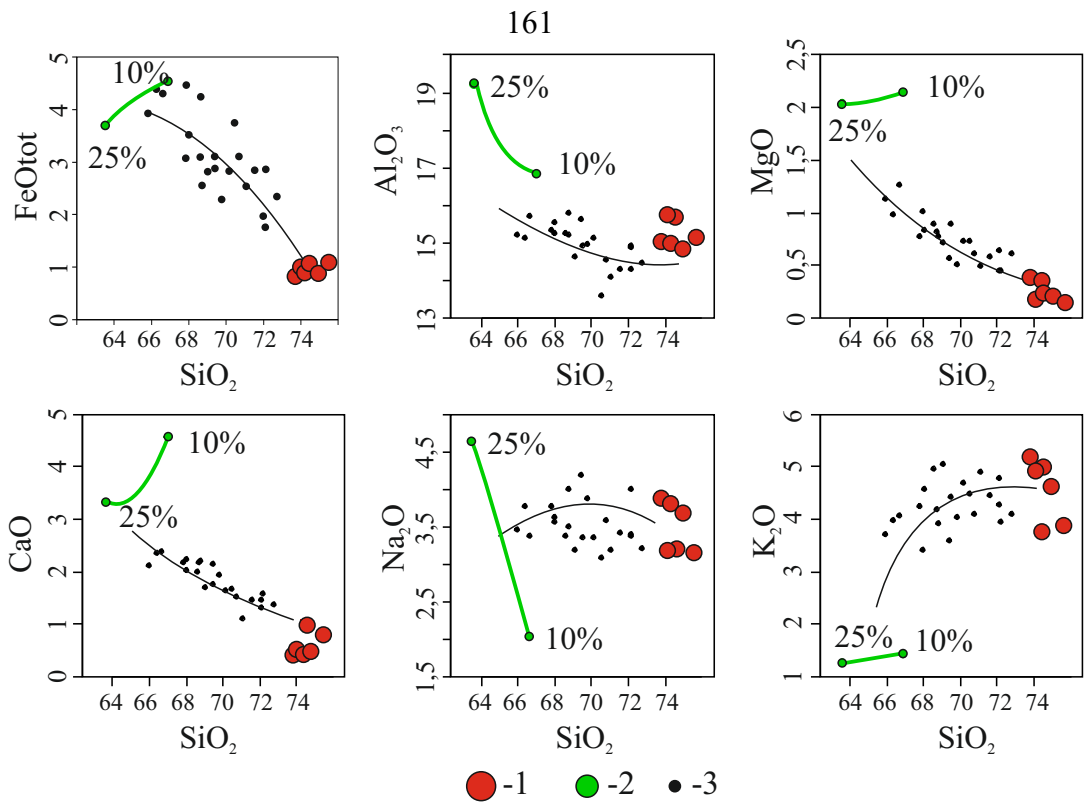
данного субстрата был выбран ряд экспериментальных работ по плавлению, стартовые материалы которых, соответствуют породам Калба-Нарымской зоны. Для сравнения были использованные данные [Patino Douce, Beard, 1995] по плавлению синтетического биотитового гнейса (SBG) при температурах 840-1000 °С и давлениях 3-15 кбар; данные [Patino Douce, Harris, 1998] по плавлению биотит-мусковитового (MBS) и мусковитового сланцев (MS) при температурах 700-900 °С и давлениях 6-10 кбар; а также данные [Castro et al., 1999] по плавлению биотит-кордиеритового сланца (A7971), биотитового гнейса (A7972) и биотит-мусковитового гнейса (A79710) при температурах 800-900 °С и давлениях 3-15 кбар. Составы протолитов и результаты выплавки из экспериментальных работ представлены в таблице 6.7.

Результаты экспериментального плавления выбранных субстратов при температурах до 1000 °С и давлениях от 5 до 10 кбар и их сравнение с гранодиорит-гранитами Калба-Нарымской зоны представлены на Харкеровских диаграммах (рис. 6.11). Во всех представленных экспериментах, в результате плавления образуются высококремнистые гранитоиды ( $\text{SiO}_2 > 72$  мас.%). Содержание петрогенных компонентов либо соответствует содержаниям этих компонентов в породах гранодиорит-гранитной ассоциации ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), либо более низкое, за счёт более высоких содержаний кремнезёма. Как видно из рисунка 6.11, почти все составы экспериментальных расплавов лежат на продолжении тренда изменения составов гранитоидов Калба-Нарымского батолита. Все основные отклонения от этого тренда составов объясняются особенностями составов исходных материалов для экспериментальных работ, например, для выплавки из биотитового гнейса SBG характерны высокие содержания  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MgO}$ , что соответствует высоким содержаниям этих элементов в протолите ( $\text{TiO}_2 = 2,5$  мас. % и  $\text{MgO} = 4,6$  мас. %).

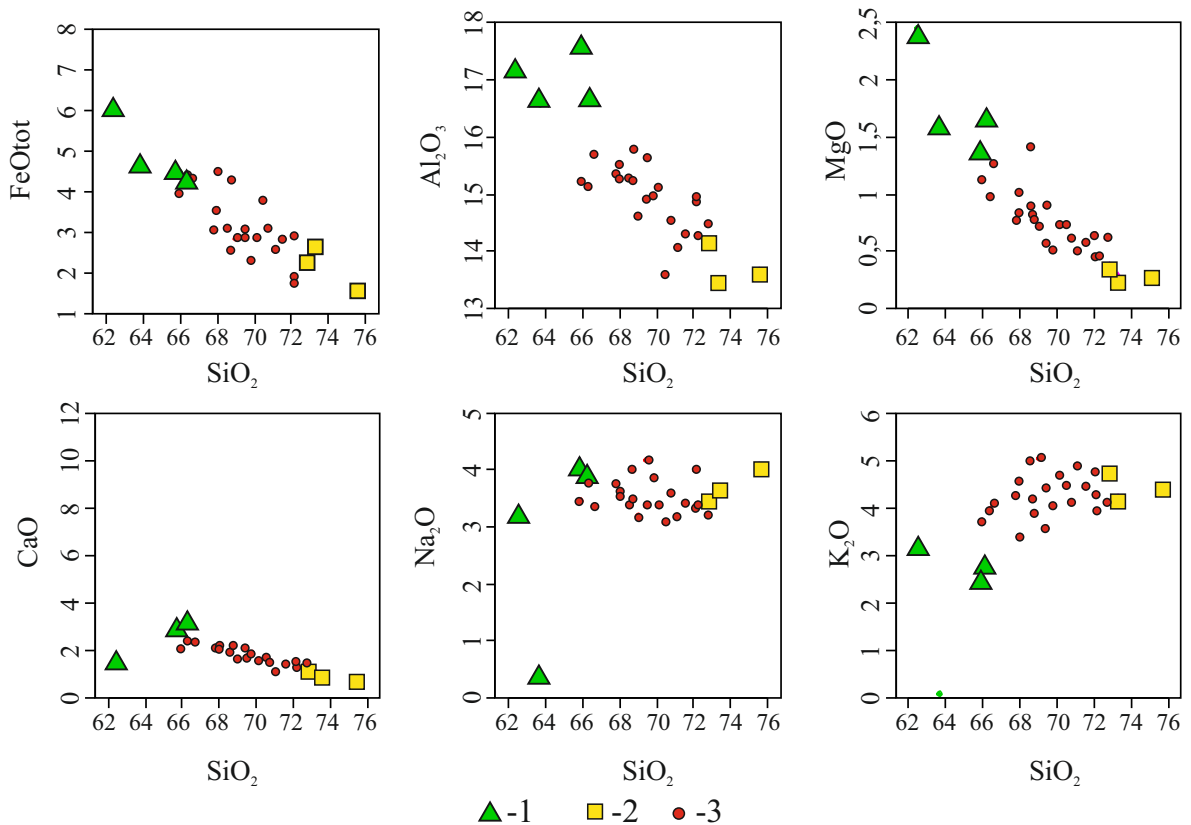
Сопоставление экспериментальных выплавки с составами пород гранодиорит-гранитной ассоциации Калба-Нарымской зоны представлено на рисунке 6.11. Как видно из представленных диаграмм Харкера на всех графиках составы гранитоидов Калба-Нарымского батолита располагаются на линии смешения составов между выплавками из метабазитовых и метапелитовых субстратов. Полученные данные

**Таблица 6.7.** Сравнение составов протолитов из работ по экспериментальным плавениям и полученных выплавок с породами Калба-Нарымской зоны

Состав протолитов											
Образец	Источник	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
Средний метапелит		66.44	0.75	16.73	6.23	0.09	2.11	2.32	3.02	2.91	
A7971	Castro et al., 1999	67.02	0.41	16.98	2.52	0.04	0.6	3.18	4.09	3.62	
A7972	Castro et al., 1999	68.6	0.48	15.69	3.55	0.07	1.36	0.87	2.82	4.56	
A79710	Castro et al., 1999	69.1	0.52	15.23	3.73	0.04	1.51	1.28	3.06	3.81	
MBS	Patino Douce, Harris, 1999	67.03	0.79	16.26	5.50	0.14	1.88	1.06	1.36	3.39	
MS	Patino Douce, Harris, 1999	75.28	0.36	14.29	2.40	0.13	0.66	0.94	2.77	2.4	
SBG	Patino Douce, Beard, 1995	63.6	2.5	12.3	7.50	0.1	4.6	2.1	2	3.6	
Условия плавания и состав выплавок из метапелитовых пород											
Протолит / степень плавания %	Температура, °C	Давление, кбар	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
SBG / 12	875	5	71.1	0.19	15.7	1.41	0.07	0.69	0.77	2.48	7.58
SBG / 20	900	5	73.1	0.37	14	1.67	0.03	0.54	0.84	2.65	6.58
SBG / 39	925	5	75.9	0.44	13.2	1.73	0.03	0.49	0.83	1.54	5.67
SBG / 43	950	5	73.7	0.47	13.8	1.96	0.11	0.4	1	2.28	6.33
SBG / 5	845	7	73.3	0.41	14.7	1.96	0.05	0.83	1.49	2.06	5.12
SBG / 10	900	7	74.2	0.22	14.7	1.74	0.13	0.37	1.07	1.68	5.89
SBG / 43	925	7	73.7	0.45	14.2	1.66	0.06	0.59	1.08	1.8	6.36
SBG / 45	938	7	74.2	0.42	14.2	1.37	0.08	0.41	1.22	1.9	6.08
SBG / 49	950	7	73	0.56	14.6	1.65	0.1	0.48	1.52	1.98	5.91
MS / 8	775	6	75.43	0.17	15.04	0.76	0.04	0.18	0.52	3.57	4.29
MS / 16	800	6	74.09	0.15	15.86	1	0.05	0.21	0.49	3.22	4.91
MS / 25	820	6	74.94	0.11	14.95	0.9	0.04	0.24	0.47	3.72	4.62
MS / 28	850	6	74.3	0.15	15.01	0.94	0.06	0.24	0.46	3.85	4.99
MS / 32	900	6	73.8	0.29	15.13	0.86	0.03	0.39	0.42	3.88	5.19
MS / 6	800	8	74.14	0.12	15.95	0.99	0.03	0.34	0.62	3.86	3.95
MBS / 8	750	6	75.6	0.06	15.23	1.05	0.02	0.17	0.82	3.17	3.88
A79710 / 15	900	6	74.1	0.17	15.2	1.61	0.02	0.12	0.52	3.02	5.29
A79710 / 5	800	6	77	0.06	14.4	1.04	0.05	0.04	0.51	3.26	3.62
A7972 / 15	900	6	75.2	0.31	14.7	1.48	0.1	0.2	0.46	3.41	4.12
A7972 / 5	800	6	73.1	0.02	16.9	1.17	0.09	0.12	0.93	3.71	3.94
A79711 / 45	900	6	72.8	0.28	15.2	1.87	0.08	0.38	0.5	3.4	5.43
A7971 / 5	800	6	74.1	0.33	14.3	1.97	0.17	0.26	0.76	3.41	4.78



**Рис. 6.11.** Сопоставление пород гранодиорит-гранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита и экспериментальных выплавов 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 гранодиорит-гранитной ассоциации.



**Рис. 6.12.** Сопоставление пород гранодиорит-гранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита с плагиогранитоидами кунушского комплекса и лейкогранитами Каиндинского и Миролюбовского массивов - предположительными аналогами крайних членов смешения при формировании пород батолита. 1- плагиогранитоиды кунушского массива [Лопатников и др., 1982; авторские данные]; 2- лейкограниты Миролюбовского и Каиндинского массивов; 3- породы гранодиорит-гранитной ассоциации.

позволяют утверждать, что формирование гранитоидов рассматриваемых гранитоидов происходило с участием выплавов из метабазитового и метапелитового субстратов.

Как уже упоминалось выше, синхронно с формированием гранитоидов батолита происходило внедрение небольших массивов и дайковых поясов кунушского комплекса тоналит-плагиогранитного состава. Наиболее примитивные плагиогранитоиды кунушского комплекса соответствуют модельным выплавкам из метабазитов, и скорее всего представляли собой «метабазитовый» крайний член смешения при формировании пород гранодиорит-гранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита. Наиболее вероятными породами, представляющими результат «чистого» плавления метапелитовых субстратов, являются небольшие тела лейкогранитного состава, обнажённые в обрамлении Миролубовского и Каиндинского массивов, а также возможно в центральной части Черновинско-Войлочевского массива. Для данные лейкограниты по составу петрогенных компонентов соответствуют модельным расплавам из метапелитовых субстратов. Для данных лейкогранитов в отличие от пород монастырского комплекса, помимо различной геологической позиции, характерны более низкие содержаниями Zr, Hf, REE. Сравнение пород гранодиорит-гранитной ассоциации, наиболее примитивных плагиогранитов кунушского комплекса и лейкогранитов из обрамления Миролубовского и Каиндинского массивов представлено на рисунке 6.12. Как видно из представленного рисунка, все рассматриваемые составы гранитоидов Калба-Нарымского батолита ложатся на единый тренд изменения составов, что подтверждает выбранную петрогенетическую модель формирования пород гранодиорит-гранитной ассоциации.

Полученные данные по геологическому строению, вещественному составу, изотопно-геохронологическим данным и петролого-геохимическому моделированию позволяют сформулировать **второе защищаемое положение**: Первый этап формирования Калба-Нарымского батолита представлен породами гранодиорит-гранитной ассоциации, для которой характерны широкие вариации составов ( $\text{SiO}_2=63-73$ ,  $\text{MgO}=0.16-1.87$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3=1.25-6.68$ ,  $\text{CaO}=0.64-3.15$  мас.%),

слабоположительные значения  $\epsilon\text{Nd}(t)=+0,8 - +3,3$ , и вариации изотопного состава стронция в интервале  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T) = 0,7036-0,7059$ . Образование данных магм произошло в результате плавления осадочно-метаморфических субстратов Калба-Нарымской зоны с участием выплавки из метабазитовых пород.

## 6.5 Петрогенезис пород лейкогранитной ассоциации

Из данных представленных в предыдущих разделах предполагается, что формирование пород лейкогранитной ассоциации являлось результатом плавления метапелитовых пород при температурах от 800 °С и давлениях не больше 5 кбар. Реконструкция источников плавления для лейкогранитов проводилась путём сравнения составов гранитоидов с результатами экспериментов по плавлению различных субстратов при давлениях не больше 5 кбар и температурах до 1000 °С. Все использованные при сравнении составы экспериментальных выплавки приведены в таблице 6.8 и рисунке 6.13. Наиболее соответствующими составам лейкогранитов Калба-Нарымской зоны являются выплавки, полученные в работе [Patino Douce, Beard, 1995] по плавлению синтетического биотитового гнейса (SBG) при давлении 3 кбара и температурах 875-925 °С, в работе [Castro et al., 1999] по плавлению биотитового (A7972) и биотит-мусковитового (A79710) гнейсов при давлении 3 кбара и температурах 800-900 °С, в работе [Koester et al., 2002] по плавлению кордиеритового гнейса при давлении 5 кбар и температурах 800-900 °С, а также работе [Vielzeuf, Montel, 1994] по плавлению кварцевой метаграувакки (CEVG/CEVP) при давлениях 3-5 кбар и температурах 809-883 °С. Выбранные составы из экспериментальных работ или попадают в поле лейкогранитов, или соответствуют крайним составам лейкогранитов Калба-Нарымской зоны.

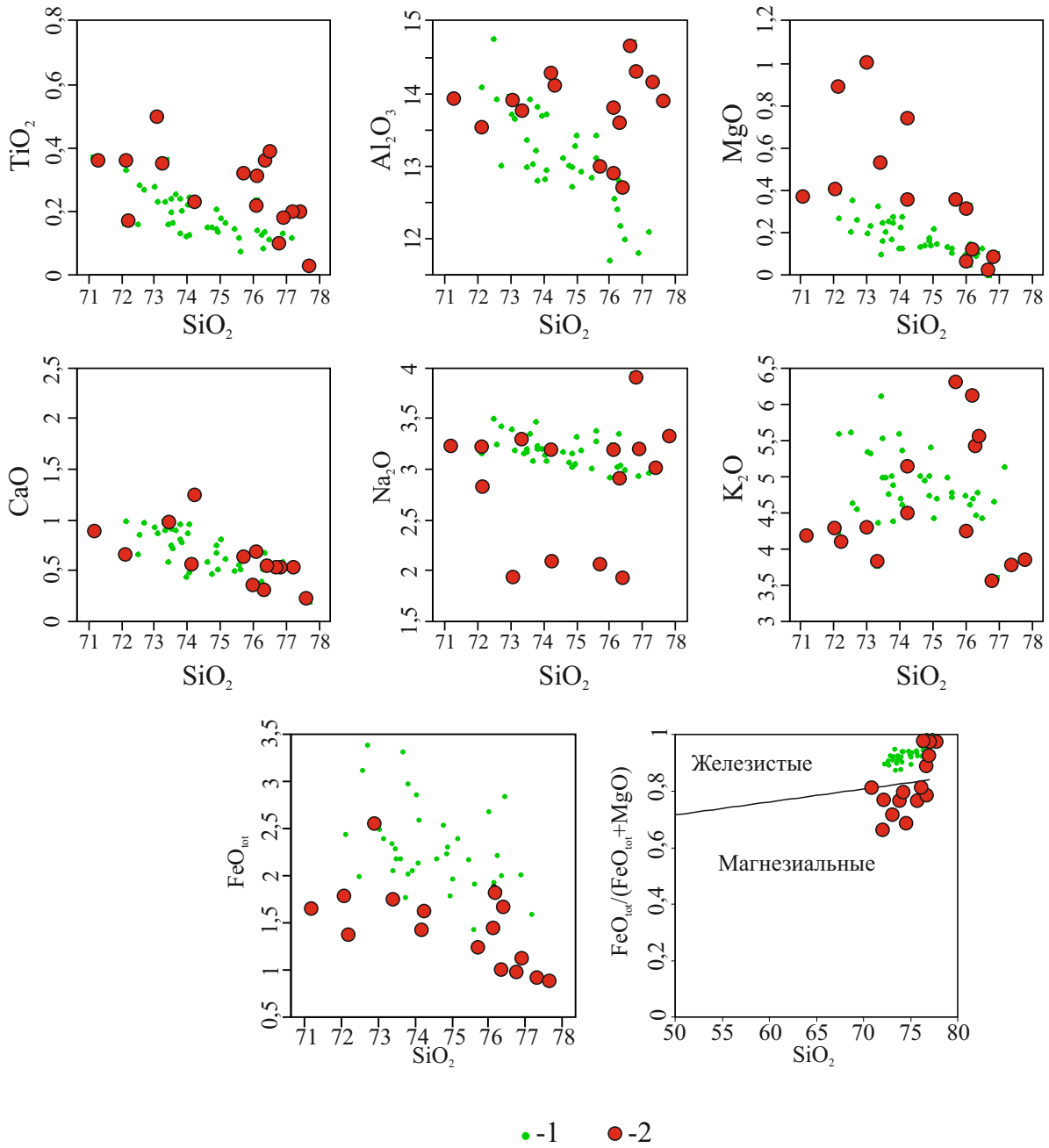
Сравнение пород, являвшихся протолитами для отобранных работ по экспериментальному плавлению, и осадочных пород Калба-Нарымского зоны представлено и на диаграммах Харкера (рис. 6.14). Все исходные материалы для экспериментов, как видно из рисунка, соответствуют по составу метапелитовым породам Калба-Нарымской зоны. Приведённые данные позволяют утверждать, что при плавлении метапелитовых пород при давлениях меньше 5 кбар возможно выплавление высококалиевого гранитного расплава с содержанием SiO<sub>2</sub> больше 72 мас. % с пералюминиевыми характеристиками, которым соответствуют породы лейкогранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита.



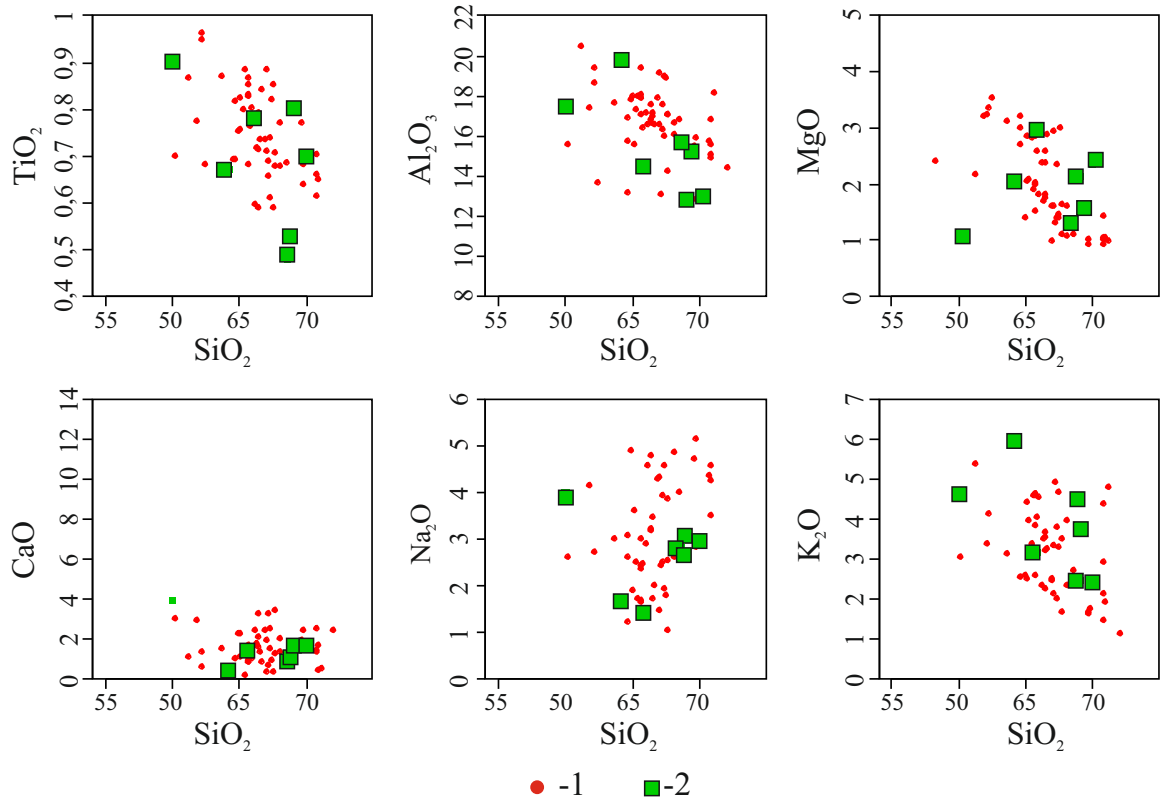
**Таблица 6.8.** Сравнение составов выплавов, полученных в работах по экспериментальному плавлению метапелитовых пород, и пород лейкогранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита

Состав протолитов											
Образец	Источник	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
Средний метапелит		66.44	0.75	16.73	6.23	0.09	2.11	2.32	3.02	2.91	
A7972	Castro et al., 1999	68.6	0.48	15.69	3.55	0.07	1.36	0.87	2.82	4.56	
A79710	Castro et al., 1999	69.1	0.52	15.23	3.73	0.04	1.51	1.28	3.06	3.81	
PE-1	Koester et al., 2002	65.8	0.78	14.29	5.87	0.12	2.97	1.61	1.43	3.16	
CEVG	Vielzeuf, Montel, 1994	69.03	0.81	12.96	4.17	0.08	2.14	1.64	2.7	2.45	
CEVP	Vielzeuf, Montel, 1994	69.99	0.7	12.96	4.82	0.06	2.36	1.67	2.95	2.41	
SBG	Patino Douce, Beard, 1995	63.6	2.5	12.3	7.50	0.1	4.6	2.1	2	3.6	
Условия плавления и состав выплавов из метапелитовых пород											
Протолит / степень плавления %	Температура, °C	Давление, кбар	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Средний лейкогранит			74.49	0.18	13.13	2.29	0.04	0.18	0.71	3.18	4.94
CEVP / 32	875	3	74.23	0.23	14.1	1.62	0.01	0.74	1.25	2.1	5.18
CEVG / 37	875	3	72.98	0.5	13.95	2.55	0	1.02	2.08	1.95	4.3
CEVG / 50	809	5	71.17	0.37	13.93	1.65	0.03	0.37	0.89	3.23	4.19
CEVP / 51	867	5	72.13	0.37	13.54	1.79	0.08	0.89	0.62	2.83	4.25
CEVP / 13	883	5	72.12	0.16	13.54	1.37	0.13	0.39	0.66	3.22	4.11
A79710 / 27	900	3	74.22	0.72	14.32	1.45	0.03	0.37	0.56	3.19	4.53
A79710 / 45	800	3	73.32	0.36	13.76	1.75	0.04	0.53	0.98	3.29	3.78
A7972 / 10	900	3	77.3	0.2	14.2	0.9	0.07	0	0.54	3.02	3.78
A7972 / 25	800	3	76.9	0.18	14.3	1.11	0.07	0.1	0.53	3.2	3.61
A7972 / 20	800	3	76.1	0.23	13.8	1.88	0.06	0.05	0.34	3.23	4.25
SBG / 5	875	3	76.7	0.1	14.7	1	0.04	0	0.54	3.94	3.01
SBG / 30	900	3	77.7	0.02	13.9	0.89	0.08	0.01	0.19	3.32	3.85
SBG / 15	925	3	76.4	0.39	12.7	1.69	0.1	0.46	0.55	1.93	5.6
PE-1 / 25	800	5	76.1	0.32	12.9	1.45	0.07	0.33	0.69	1.63	6.16
PE-1 / 43	900	5	75.7	0.32	13	1.27	0.03	0.37	0.64	2.06	6.34

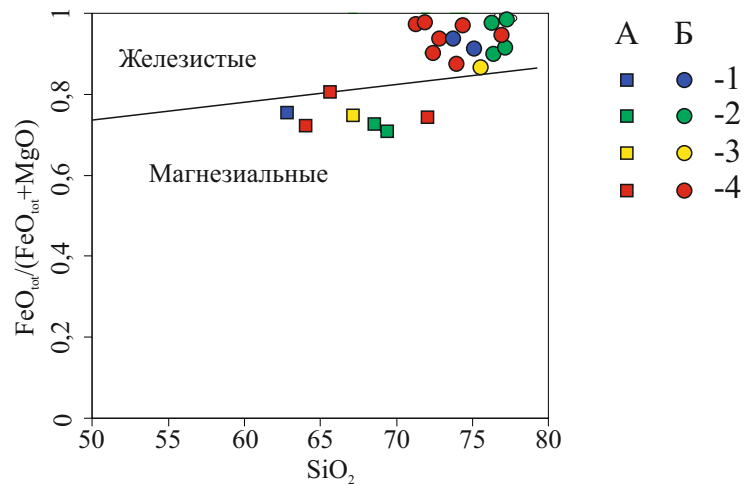
*Проблема железистости расплава.* Исходя из рисунка 6.13 видно, что несмотря на совпадение всех петрогенных компонентов между породами лейкогранитной ассоциации и результатами экспериментов по плавлению, для пород Калба-Нарымского батолита характерны более высокие содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и соответственно более высокие значения железистости расплава. Для решения проблемы повышенной железистости расплавов был проведен дополнительный анализ результатов экспериментов плавления. Для анализа использовались эксперименты, в которых в результате плавления были получены железистые расплавы. Сопоставление железистости исходных материалов и выплавки представлено на рисунке 6.15. Представленные данные позволяют выделить три группы экспериментальных работ, в результате которых были получены железистые расплавы: 1) плавление метамагматических субстратов, например, работа [Patino Douce, 1997] по плавлению тоналита и гранодиорита; 2) работы в результате, которых были получены выплавки с очень высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  и крайне низкими значениями  $\text{MgO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  [Castro et al., 1999]; 3) работы по плавлению метапелитовых пород в присутствии бора (в виде турмалина) [Patino Douce, Harris, 1998; Spicer, 2001]. В работе [Spicer, 2001], показано, что увеличение количества турмалина в стартовом материале приводит к уменьшению коэффициентов распределения минерал/расплав железа в реститовых биотитах, что, в свою очередь, будет приводить к увеличению железистости полученного расплава: коэффициент распределения Fe для реститовых биотитов при плавлении MTS70 (15% турмалина) – 172-199, при плавлении MTS8 (3-5% турмалина) – 418-632, при плавлении MTS7 (без турмалина) – 320-708. Применительно к породам лейкогранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита, третий способ получения высокожелезистых расплавов является наиболее вероятным, что подтверждается повышенными содержаниями бора в биотитах данных гранитоидов. Скорее всего повышенные значения бора в выплавках являлись результатом плавления метапелитовых субстратов в присутствии флюида, так как исследования метаосадочных пород Калба-Нарымской зоны не показали присутствие турмалин-содержащих протолитов. Также дополнительным



**Рис. 6.13.** Сопоставление пород лейкогранитной ассоциации Калба-Нарымского батолита и экспериментальных выплавов из метаосадочных пород, полученных в различных работах по экспериментальному плавлению. 1- породы лейкогранитной ассоциации; 2- составы из работ по экспериментальному плавлению.



**Рис. 6.14.** Сопоставление составов метапелитовых пород Калба-Нарымской зоны и исходных материалов из работ по экспериментальному плавлению. 1- метапелитовые породы Калба-Нарымской зоны; 2- исходные материалы из работ по экспериментальному плавлению.



**Рис. 6.15.** Сопоставление исходных материалов и железистых выплавок, полученных в результате плавления этих материалов. Условные обозначения: А- составы исходных материалов, Б - составы выплавок; 1- [Patino Pouce, 1997], 2- [Castro et al., 1999], 3- [Patino Douce, Harris 1998], 4- [Spicer, 2001].

свидетельством образования железистых гранитоидов в результате взаимодействия выплавки и флюида с содержанием бора, являются лейкократовые турмалин-содержащие граниты центральной части Миролубовского массива. Для этих гранитоидов характерны U-Pb возраст и Sm-Nd, Rb-Sr изотопные характеристики, отвечающие породам гранодиорит-гранитной ассоциации (образец X-1111, возраст 292 млн лет,  $\epsilon\text{Nd}(T)=+1,79$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)=0,7036$ ), и состав петрогенных ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO, #Fe) компонентов, а также крайне высокие содержания бора, что отвечает породам лейкогранитной ассоциации. Также отмечается приуроченность подобных гранитоидов к сдвиговым разломным зонам (участкам растяжения), что, скорее всего обусловило проницаемость данных участков земной коры для флюидов и привело к формированию железистых гранитоидов, с высокими содержаниями бора.

*Моделирование поведения редких элементов при процессах плавления.* Реконструкция редкоэлементного состава выплавки из метапелитовых субстратов проводилась по формуле парциального плавления [Shaw, 1970]:

$$C_{liq} = \frac{C_{pr}}{D + F(1 - D)}$$

Где  $C_{liq}$ ,  $C_{pr}$  – концентрация элемента в расплаве и протолите соответственно; F – степень плавления субстрата (доля расплава относительно рестита); D – общий коэффициент распределения для элемента, рассчитанный по формуле:

$$D = \sum_{j=1}^i Kd_j * Cm_j$$

Где Kd – коэффициент распределения минерал/расплав для данного минерала; Cm – доля этого минерала в рестите.

Расчёт редкоэлементного состава проводился по трём реститовым парагенезисам: из работы по плавлению кордиеритового гнейса [Koester et al., 2002] при температурах 700 °C (степень плавления 8%) и 800 °C (степень плавления 32%), а также из работы по плавлению биотитового сланца [Vielzeuf, Montel, 1997]

при температуре 809 °С (степень плавления 15%). Составы реститовых парагенезисов представлены в таблице 6.9.

Моделирование проводилось по 17 следующим элементам: Rb, Cs, Sr, Ba, Y, Nb, Ta, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Dy, Yb, Lu. Коэффициенты распределения для данных элементов взяты средние из представленных в работе [Nash, Crecraft, 1985] (кварц, плагиоклаз, ортопироксен, биотит, Fe-Ti оксид), а также из работ [Bea et al., 1994] (кордиерит) и [Fujimaki, 1986] (апатит). Принятые при расчётах коэффициенты распределения минерал/расплав приведены в таблице 6.10.

В качестве исходного материала для был рассчитан средний состав по всем метаосадочным породам Калба-Нарымской зоны. Результаты расчётов, состав исходного материала и средний редкоэлементный состав лейкогранита монастырского комплекса приведены в таблице 6.11. На рисунке 6.16 представлены результаты расчётов, нормированные на состав среднего лейкогранита Калба-Нарымского батолита, а также приведено поля составов лейкогранитной ассоциации. Согласно приведённым данным, редкоэлементное моделирование формирования гранитоидов лейкогранитной ассоциации, можно считать удовлетворительным только по Rb, Sr, Ba, Th, U, HREE. Тогда как по Ta, Nb, Y, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Dy (HFSE и REE) даже при самых низких степенях плавления, концентрации этих элементов в модельных расплавах не достигают минимальных составов лейкогранитов, даже с учётом того, что в состав реститовых минералов не принимаются различные акцессорные минералы (что мало вероятно). Данный вывод позволяет утверждать, что при плавлении метаосадочных пород невозможно получить расплав, отвечающий по уровню накопления редких элементов лейкогранитам Калба-Нарымской зоны. Кроме того, для пород лейкогранитной ассоциации характерны положительные значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$ , тогда как для метаосадочных пород значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  сабоотрицательные, что также свидетельствует о невозможности получения этих расплавов путём прямого плавления метаосадков. Исходя из полученных данных, предполагается, что формирование исследуемых высококремнистых пералюминиевых гранитоидов путём плавления коровых субстратов возможно лишь при условии

**Таблица 6.9.** Составы протолитов, условия плавления и составы реститовых парагенезисов, принятых для проведения расчёта поведения редких элементов в процессах плавления; F- степень плавления, Q- кварц, Bi- биотит, Pl- плагиоклаз, Crd- кордиерит, OPx- ортопироксен, Mgt- магнетит.

Состав протолитов										
	Источник	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Средний метапелит		66.44	0.75	16.73	6.23	0.09	2.11	2.32	3.02	2.91
PE-1	Koester et al., 2002	65.8	0.78	14.29	5.87	0.12	2.97	1.61	1.43	3.16
CEVG	Vielzeuf, Montel, 1994	69.03	0.81	12.96	4.17	0.08	2.14	1.64	2.7	2.45
Условия плавления и составы реститовых парагенезисов (на основе данных [Lopez, Castro, 2001])										
Протолит	Температура, °C	Давление, кбар	F	Q	Bi	Pl	Crd	OPx	Mgt	
PE-1	700	5	8%	34%	25%	23%	9%	0%	1%	
PE-1	800	5	32%	30%	11%	23%	0%	3%	1%	
CEVG	809	3	15%	32%	18%	33%	0%	0%	1%	

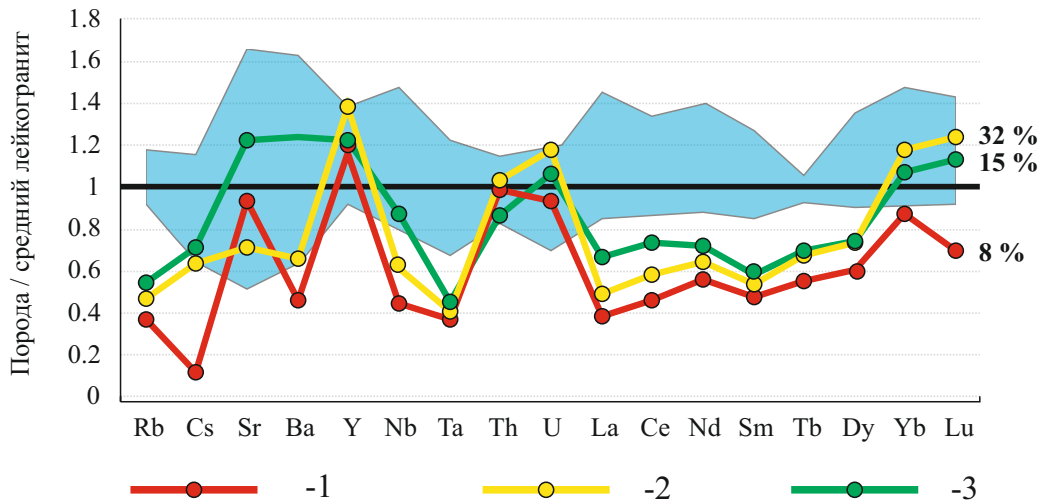
**Таблица 6.10.** Коэффициенты распределения минерал/расплав [Nash, Crecraft, 1985; Bea et al., 1994], принятые при расчётах поведения редких элементов в процессах плавления. Q- кварц, Bi- биотит, Pl- плагиоклаз, Crd- кордиерит, OPx- ортопироксен, Mgt- магнетит.

	Q	Bi	Pl	Crd	Px	Mgt
Rb	0.014	3.20	0.11	0.08		
Cs	0.029	3.00	0.11	31.5	0.605	
Sr		0.45	32.86	0.12		
Ba	0.023	35.99	1.52	0.02		
Y		1.23	0.13	0.72		
Nb		6.37		0.01		
Ta	0.008	1.57	0.04	0.06	0.165	106
Th	0.009	1.00	0.05	0.1	0.13	7.5
U	0.025	0.77	0.09	1.61	0.145	3.2
La	0.015	5.71	0.38	0.06	0.78	7.1
Ce	0.014	4.36	0.27	0.07	0.93	7.8
Nd	0.016	2.56	0.20	0.09	1.25	7.6
Sm	0.014	2.12	0.17	0.1	1.6	6.9
Tb	0.017	1.96	0.13	0.95	1.85	6.5
Dy	0.015	1.72	0.11	0.99	1.8	4.9
Yb	0.017	1.47	0.09	1.77	2.2	4.1
Lu	0.014	1.62	0.09	4.43	2.25	3.6

**Таблица 6.11.** Результаты расчётов редкоземельного состава выплавов из метапелитов и их сравнение с лейкогранитами Калба-Нарымской зоны.

	Исходный материал (средний метапелит)	Средний лейкогранит	Koester et al., 2002, 700 °C	Koester et al., 2002, 800 °C	Vielzeuf, Montel, 1997, 809 °C
Rb	72.83	229.23	85.57	125.57	107.96
Cs	4.30	10.30	1.26	7.40	6.62
Sr	277.01	40.93	38.55	50.16	29.21
Ba	524.14	129.82	60.31	160.98	86.05
Y	27.86	50.54	58.80	61.96	70.27
Nb	11.78	16.90	7.62	14.79	10.48
Ta	0.87	1.63	0.61	0.75	0.67
Th	9.70	24.48	24.28	21.19	25.37
U	2.75	4.52	4.24	4.82	5.35
La	31.40	48.13	18.71	32.39	23.89
Ce	64.13	106.37	49.45	78.31	62.14
Nd	30.95	51.18	28.77	37.21	33.36
Sm	5.77	10.62	5.10	6.26	5.76
Eu	1.38	0.29	0.59	0.76	0.49
Tb	0.84	1.53	0.85	1.07	1.04
Dy	4.91	8.83	5.38	6.57	6.55
Yb	3.13	4.74	4.15	5.09	5.61
Lu	0.47	0.69	0.49	0.79	0.86





**Рис. 6.16.** Сравнение расчётных редкоземельных составов с редкоземельным 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.

дополнительного привноса высокозарядных и редкоземельных элементов из источника, обладающего резко положительными значениями  $\epsilon\text{Nd}(T)$ .

Возможными источниками с положительными изотопными значениями неодима являются либо породы океанического основания Калба-Нарымской зоны, либо верхнемантийное вещество. Вариант с метабазитовыми породами основания не может являться приемлемым по следующим причинам: 1) данные по вещественному составу лейкогранитов, приведённые выше, указывают, что их формирование происходило без участия деплетированного метабазитового материала, т.е. отсутствует механизм взаимодействия метабазитов, позволяющий изменить изотопные характеристики гранитов и произвести обогащение HFSE, без изменения петрогенного состава выплавки; 2) для MORB-базальтов характерны низкие содержания LREE, Li. Следовательно, наиболее вероятным источником привноса HFSE и REE является, мантийное вещество, а средством их переноса ювенильный флюид, взаимодействующий с коровыми субстратами и выплавками из них. Исходя из состава гранитоидов, данный ювенильный флюид должен содержать большое количество F и Li. Согласно экспериментальным работам [Kerpler, 1993; Абрамов, 2004; Aseri et al., 2014] в присутствии флюида с высокими концентрациями фтора происходит прогрессивное плавление акцессорных фаз, таких как танталит, колумбит, гафнон, циркон, что приводит к возможности транспортировки высокозарядных и редкоземельных элементов флюидом в виде фторидных соединений. Существенное участие ювенильных флюидов с высоким содержанием фтора в гранитоидном магматизме Калба-Нарымской зоны подтверждается исследованиям расплавных включений [Соколова и др., 2016]. Согласно этим данным, в результате взаимодействия дифференциаты пород гранодиорит-гранитной ассоциации и ювенильного флюида богатого фтором, что привело к обогащению магм редкими элементами и формированию редкометалльных пегматитов, онгонитовых даек и Li-F-гранитов. Основным отличием взаимодействия ювенильного флюида и магм гранодиорит-гранитной ассоциации от магм лейкогранитной ассоциации заключается в том, что в первом случае, взаимодействие флюид-магма происходило на стадии кристаллизации и

становления гранитоидов, то есть наложилось на процессы кристаллизационной дифференциации магм, тогда как в случае с лейкогранитами, ювенильный флюид принимал участие в процессах плавления метapelитовых субстратов, что привело к формированию лейкогранитного расплава обогащенного F, Li, HFSE, REE, а также имеющего мантийные изотопные характеристики.

Непосредственным источником HFSE, REE и радиогенных изотопов Sm-Nd, с положительными значениями  $\epsilon Nd(T)$  является базитовый резервуар, подстилающий породы Калба-Нарымской зоны, на современном эрозионном срезе представленный миролюбовским дайковым комплексом. В состав миролюбовского комплекса включены оливиновые и безоливиновые долериты, лампрофиры, диориты, кварцевые диориты и гранитоиды, образующие дайковые рои северо-восточного простирания. Составы пород данного комплекса представлены в таблице 6.12. Породы миролюбовского комплекса характеризуются высокими содержаниями щелочей, титана и соответствуют высококалиевым породам известково-щелочной серии и близки к OIB-базальтам, что позволяет предполагать их генетическую связь с обогащенным мантийного резервуаром. Также для данных базитов характерны концентрации редких элементов и фтора на уровне или превышающие содержания этих элементов в гранитоидах (Li- 53-146 ppm, F- 0,05-0,08 мас.%, Zr- 200-300 ppm, Nb – 13-16 ppm, Rb- 16-38 ppm, Y- 27-46 ppm). Представленные данные позволяют предполагать, что лампрофиры и долериты миролюбовского комплекса являлись родственными магмам, которые были источником ювенильного флюида, обогащенного фтором, редкими и высокочargedными элементами.

Полученные данные по геологическому строению, вещественному составу, изотопно-геохронологическим данным и петролого-геохимическому моделированию позволяют сформулировать **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 высокочargedными (Hf, Ta, Nb, Zr, Y), редкоземельными (кроме Eu), а также Li, F,

**Таблица 6.12.** Составы лампрофиров миролюбовского дайкового комплекса. Содержания петрогенных компонентов приведены в массовых процентах, редких элементов - в ppm.

	X-1011	X-1022	X-1024
SiO <sub>2</sub>	50.62	55.39	54.23
TiO <sub>2</sub>	2.27	1.10	1.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.98	17.11	17.07
FeO*	12.74	9.13	9.38
MnO	0.20	0.14	0.14
MgO	4.42	3.37	3.53
CaO	7.04	5.83	5.46
Na <sub>2</sub> O	2.98	4.08	4.26
K <sub>2</sub> O	1.05	2.02	1.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.62	0.60	0.73
П.п.п.	2.89	2.28	3.48
Сумма	99.67	100.29	100.62
F, мас.%	0.07	0.08	0.05
Li, ppm	146	53	75
B, ppm	16	13	13
Rb	16.2	38	35
Sr	560	522	560
Y	46	27	27
Zr	307	214	208
Nb	16.2	14.2	12.9
Cs	3.6	0.79	0.92
Ba	442	489	483
La	36	33	32
Ce	85	71	71
Pr	10.7	8.5	8.6
Nd	45	32	34
Sm	8.8	6.0	6.5
Eu	2.7	1.99	2.1
Gd	8.5	5.2	5.6
Tb	1.50	0.91	0.90
Dy	8.7	5.0	5.3
Ho	1.76	0.91	0.97
Er	4.7	2.7	2.7
Tm	0.68	0.40	0.44
Yb	4.6	2.8	2.8
Lu	0.66	0.42	0.41
Hf	8.0	5.8	5.8
Ta	1.07	0.84	0.78
Th	4.5	3.8	3.6
U	1.68	1.08	1.02

В. Породы лейкогранитной ассоциации отличаются высокими значениями  $\epsilon\text{Nd}(T) = +3,5 - +5,3$  и низкими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (T) = 0,7010-0,7026$ . Особенности их геологической позиции, вещественного состава предполагают самостоятельный этап магмообразования при плавлении осадочно-метаморфических субстратов Калба-Нарымской зоны в присутствии флюида.

## 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.

Территория Восточного Казахстана в позднем палеозое являлась частью Алтайской аккреционно-коллизии системы герцинид, сформированной при взаимодействии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов [Добрецов и др., 1980; Зоненшайн и др., 1990; Щерба и др., 1998; Буслов и др., 2001; Владимиров и др., 2003]. Эволюция коллизии системы началась с закрытия в раннем карбоне

(турне – визе) Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна с формированием чешуйчатой системы покровов, а формирование собственно орогенного горноскладчатого сооружения произошло в конце раннего карбона (серпухов), что фиксируется появлением континентальных молассовых отложений башкирского яруса с базальными конгломератами в отдельных межгорных впадинах [Щерба и др., 1998]. Орогенез не затронул всей территории (вариант «мягкой» коллизии), благодаря чему реликты коры океанического бассейна сохранились в осевой части Чарской палеоокеанической зоны [Владимиров и др., 2003, 2008]. Индикатором утолщения коры в результате орогенеза и коллизионных процессов являются раннекаменноугольные плагиогранитоиды бугазского комплекса, проявленные в виде немногочисленных массивов в Жарма-Саурской зоне. На всех стадиях орогенеза существенную роль играли крупноамплитудные сдвиговые перемещения, обусловленные косым столкновением Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов [Sengor et al., 1993; Буслов и др., 2003; Ермолов, 2013]. На поздних стадиях эволюции Алтайской аккреционно-коллизионной системы крупноамплитудные левосторонние перемещения происходили вдоль Чарской офиолитовой зоны, Иртышской и Северо-Восточной зон смятий. Именно эти движения, сопровождавшиеся в том числе менее амплитудными перемещениями вдоль оперяющих разломов субширотной ориентировки, сформировали окончательную геологическую структуру этого региона [Буслов и др., 2003].

Формирование гранитоидов Калба-Нарымского батолита происходило в раннепермское время, что согласно данным различных палеогеодинамических реконструкций отвечает постколлизионной обстановке для западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [Jahn et al., 2000; Pirajno et al., 2008; Xiao et al., 2010; Liu et al., 2013]. Выплавление большого объема гранитоидов на постколлизионном этапе предполагает привлечение дополнительного теплового источника мантийного происхождения. Участие мантийного теплового источника на раннепермском этапе развития Алтайской аккреционно-коллизионной системы подтверждается численным моделированием аккреционно-коллизионных процессов [Владимиров и др., 2008], согласно которому во время герцинской орогении

происходило скучивание маломощных террейнов с океаническим основанием и энергетики этого скучивания не достаточно для выплавления большого объёма гранитоидных магм.

Для гранитоидов Калба-Нарымского батолита можно выделить три возможных механизма мантийно-корового взаимодействия: 1) деламинация литосферы, при котором мантийное вещество поднимается за счёт отрыва корня утолщённого орогена; 2) отрыв субдуцирующего слэба, при котором происходит подъём мантийного вещества за счёт нарушения целостности погружающейся плиты в зоне субдукции; 3) мантийный плюм. Основным требованием для процессов деламинации литосферы является наличие мощной, утолщённой в результате орогенных процессов, литосферы, основание которой сможет отделиться в результате плотностных неоднородностей. Кроме того, наличие практически недеформированного палеоокеанического бассейна (Чарская зона), а также относительно небольшие и разобщённые области накопления моласс – индикаторов коллизионных процессов, также свидетельствуют об отсутствии мощного орогенного сооружения, а следовательно о несостоятельности использования модели деламинации литосферы, как механизма мантийно-корового взаимодействия при формировании Калба-Нарымского батолита и других интрузивов раннепермского возраста в рамках исследуемого полигона.

Модель отрыва слэба рассмотрена в качестве руководящего механизма для формирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита в работе [Гусев, 2015]. Согласно этой модели, после этапа закрытия океанического бассейна в результате аккреционно-коллизионных процессов, происходит отрыв субдуцирующей океанической плиты с последующим внедрением мантийного вещества в область разрыва плиты, что приводит к значительному повышению температурного градиента в литосфере. В пользу этой модели свидетельствует морфология Калба-Нарымского батолита – узкое протяжённое тело вдоль разломной зоны. Однако, не объясняется большой временной интервал, разделяющий субдукционные процессы (возраст наиболее молодых вулканитов в пределах Рудного Алтая оценивается как среднекаменноугольный) и формирование гранитоидного батолита.



Если рассматривать Алтайскую аккреционно-коллизийную систему в целом, то отрыв одной субдуцирующей плиты не может объяснить субсинхронное формирование как минимум трёх линейных зон магматизма Восточного Казахстана (с востока на запад): 1) Калба-Нарымский гранитоидный батолит, 2) габбро-гранитные и пикритоидные интрузивы Западно-Калбинской зоны, 3) Жарма-Саурский гранитоидный батолит. Для объяснения трёх разобщённых, но синхронных зон раннепермского магматизма на территории АККО потребуется одновременный отрыв трёх слэбов, что представляется маловероятным.

Геохронологические данные по габброидному и гранитоидному магматизму Восточного Казахстана [Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2013; Хромых и др., 2016] совпадают с данными о возрасте магматизма Северо-Западного Китая, Тянь-Шаня, Западной Монголии – 320-270 млн лет для гранитоидов [Chen et al., 2010], габброидов и пикродолеритов с Cu-Ni оруденением [Поляков и др., 2008; Pirajno et al., 2009] и трапповых базальтов Таримского и Джунгарского микроконтинентов [Li et al., 2014], проявление которых отвечает формированию Таримской крупной изверженной провинции [Владимиров и др., 2008; Pirajno et al., 2009; Добрецов и др., 2010; Ernst, 2014; Gao et al., 2014; Xu et al., 2014; Ярмолюк и др., 2016].

Геологический сценарий мантийно-корового взаимодействия может быть обоснован с учётом модели взаимодействия мантийных плюмов с литосферой [Добрецов и др., 2010; Xu et al., 2014]. Согласно этим моделям, выделяются несколько стадий плюм-литосферного взаимодействия, обусловленные продолжительностью реакции тугоплавкой литосферной мантии и литосферы на тепловое и химической (флюидное) воздействие поднявшегося плюма. Начальный этап соответствует взаимодействию "головы" плюма с литосферной мантией, и образованием при низких степенях ее плавления субщелочных и щелочных глубинных расплавов (субщелочные базиты, карбонатиты, кимберлиты). Основным этапом соответствуют растеканию плюма вдоль границ литосферы с формированием "шляпы", утонением и эрозией литосферной мантии и литосферы, что вызывает их масштабное плавление с формированием трапповых базальтов, последующим

прогревом коры, активным мантийно-коровым взаимодействием, формированием габбро-гранитных серий, гранитоидных батолитов. Взаимодействие головы плюма с литосферной мантией привело к формированию мафических расплавов, внедрение которых в нижние части коры привело к анатексису и появлению выплавок граносиенитового состава. Регрессивный этап фиксируется формированием дайковых поясов контрастного состава (долериты, лампрофиры, онгониты, аплиты). Таким образом, территория Алтайской аккреционно-коллизии системы в ранней перми представляла собой пример интерференции плит- и плюмтектонических факторов. Аккреционно-коллизийные процессы являлись структурообразующим фактором, а Таримский мантийный плюм играл роль энергетического источника, обусловившего длительность и разнообразие проявлений мантийного и корового магматизма.

Последовательность развития позднепалеозойского магматизма Восточного Казахстана в целом совпадает с выделенными этапами плюм-литосферного взаимодействия. Магматизм начинается с проявления небольших объемов гранитоидов (калгутинский и кунушский доботолитовые комплексы, 307-292 млн лет) и субщелочных базитовых магм (вулканиты и интрузивы аргимбайского комплекса в Чарской зоне, 295-290 млн лет), что отражает начальные стадии прогрева нижних частей литосферы. Дальнейший магматизм с образованием гранитоидных батолитов (калбинский и каиндинский, затем монастырский комплексы, 296-276 млн лет) соответствует максимуму разогрева коровых субстратов и их масштабному плавлению. Завершение этого этапа фиксируется внедрением в средне- и верхнекоровые горизонты пикродолеритов максутского комплекса (~ 280 млн лет), которое стало возможным в результате эрозии литосферы [Хромых и др., 2016]. Регрессивному этапу отвечает становление дайковых роев миролюбовского комплекса, произошедшее при растрескивании остывающей литосферы.

Дальнейшие исследования гранитоидов Калба-Нарымского гранитоидного батолита направлены на решение петрологических, геохронологических и геодинамических задач.

1) В первую очередь будут решены вопросы становления и термической эволюции гранитоидных массивов по проекту РФФИ 16-35-00209 (рук. Котлер П.Д.). В рамках данного проекта предполагается на основании данных детального комплексного U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования («геохронологическое картирование»), построение термохронологических трендов эволюции различных частей Сибирского массива, с последующим построением численной модели термической эволюции гранитоидных массивов.

2) Для уточнения петрологических моделей формирования пород Калба-Нарымского батолита необходимо провести исследования флюидных включений в гранитоидах. Это позволит получить дополнительные сведения об условиях формирования гранодиорит-гранитной и лейкогранитной ассоциаций, а также уточнить характеристики флюида, под влиянием которого формировались магмы обогащённые редкоземельными и высокозарядными элементами.

3) Помимо гранитоидов, особого внимания требует изучение базитовых пород (лампрофиры, долериты), образующих дайковые рои северо-восточного простирания, выходящие не только на территории Калба-Нарымской зоны, так и прослеживающиеся в сопряжённые регионы. Исследование дайковых пород позволит ответить на вопросы мантийно-корового взаимодействия, связи гранитоидного и базитового магматизма на территории Алтайской аккреционно-коллизонной системы, а также подтвердить роль базитов, как потенциальных источников флюида, обогащённого редкоземельными и высокозарядными элементами (Ta, Nb, Hf, Zr, REE)

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулкабирова М. А., Строева М. Н., О возрасте гранитных интрузий Калбы // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1955. Вып. 19. С. 40-50
2. Абрамов С.С. Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 22–45.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана. // Геология и геофизика. 1994. т.35, №7-8. С.8-28.
4. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. С. 63–81.
5. Бескин С. М., Ларин В. М., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Наука, 1979. 280 с.
6. Богданова К.Г. Петрология дайковых меланократовых пород Восточной Калбы. – Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 33, 1960;
7. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореферат дисс. на соискание учен. степени доктора геол.-минерал. наук // Новосибирск, 1998 – 44 с.
8. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49-75.
9. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011 - т. 52, № 1, с. 66—90
10. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н. Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А.. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С.1149-1170.
11. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1321–1338.

12. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П. и др. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники. // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС. – 2005. – С. 277–308.
13. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика.- 2008. - Т. 49. - № 7. - С. 621-636.
14. Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозёров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т.20, № 1. С. 3-20.
15. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. – 2014.- Т. 55. - № 9. – С. 1356-1373
16. Гусев Н.И. Рудопродуктивный магматизм Северо-Западного Алтая: вещественный состав, геохимия, геохронология // Saarbrücken: LAP LAMBERT, 2015. - 270 с.: ил.
17. Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 441. С. 196-219.
18. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. с. 1159–1187.
19. Дьячков Б. А., Мысник А. М., Лопатников В. В., О возрастном соотношении золотого и редкометалльного оруденения в Калба-Нарымском районе // Материалы 2-й Республиканской научно-теоретической конф. Молодых геологов КазССР. Алма-Ата, 1968. С. 59-60.
20. Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П., Воронцов И. Н., Майорова Н. П. и др. Магматические пояса Восточного Казахстана, их геотектоническая позиция и рудоносность // Магматические и метаморфические формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1986. С. 110-117.

21. Дьячков Б. А., Майорова Н. П., Щерба Г. Н., Абдрахманов К. А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, 1994. 208 с.
22. Дьячков Б. А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М.: Недра, 1972. 212 с.
23. Дьячков Б. А. Рудоносность магматических образований Калба-Нарымской зоны // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 47-53.
24. Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. – Усть-Каменогорск, ВКТГУ, 2012. -130с.
25. Дьячков Б. А., Мысник А. М. К вопросу о возрасте золотого оруденения Калбы // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1968. Вып. 1. С. 45-47.
26. Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы // Петрография СССР. Сер. регион. петрограф. М., 1938. Вып. 6. 248 с.
27. Ермолов П.В., Полянский Н.В. Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометальной Калбы // Геология и геофизика. - 1980 - №3. – С. 49-57
28. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана: Монография. – Караганда: Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета, 2013 – 206 с.
29. Журутин С. А., Лопатников В. В., Модыбайская габбро-гранитовая серия в Нарыме (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика, 1987. № 1. С. 70-77.
30. Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014, № 2. С. 237-251.
31. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М. Недра, 1990. кн.1 - 327 с, кн.2 - 336 с.
32. Косалс Я. А., Дьячков Б. А., Пушко Е. П. Петрогеохимические критерии расчленения и оценка рудоносности гранитоидов Калба-Нарымской зоны // Магматические и метаморфические формации Казахстана. Алма-Ата, 1986. С. 124-131.
33. 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. т. 4xx. № х. с. xxx-xxx.

34. Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Мурзин О.В., Гусев Н.И., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Гасков И.В., Травин А.В., Хромых С.В., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Анникова И.Ю., Котлер П.Д., Михеев Е.И. Гранитоиды Северо-Западного Алтая: Путеводитель полевой экскурсии (Змеиногорск, Россия, 21-27 августа 2014 г.) II Международной геологической конференции "Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора" (г. Новосибирск, Россия, 17-20 августа 2014 г.) // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. - 84 с
35. Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В. U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Докл. РАН. - 2009. - Т. 424. - № 1. - С. 84-88.
- Евонтьев А. Н. Формации позднегерцинских редкометалльных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 164 с.
38. Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982.
39. Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149-163.
40. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. – № 6. – С. 3–33.
41. Навозов О.В. Стратиграфия каменноугольных отложений Чальчинского клина (Северо-Восточная Калба, Восточный Казахстан). Сборн. «Состояние и задачи стратиграфических исследований в Казахстане». Караганда, 2006. С. 47-53.
42. Навозов О.В., Пушко Е.П., Степаненко Н.И. Геологические обстановки месторождений редкометалльных пегматитов и редкометалльных гранитов в Калба-Нарымском рудном поясе Казахстана. – Алматы, КазИМС, 2008.
43. Навозов О.В., Гоганова Л.А., Глухов А.М. Новые данные о стратиграфии верхнепалеозойских отложений Юго-Западной Ангариды (Восточный

- Казахстан). Сборн. «Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий». М.: Геос, 2009. С.51-55.
44. Навозов О.В., Клепиков Н.А., Лакомова А.В., Жданова Л.Я. Проблемы стратиграфии рудовмещающих толщ карбона юго-западной части Большого Алтая // Большой Алтай: Материалы конференции. Вып. 5. – Алматы. 2009. С. 12-22.
  45. Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, 2011. №2, С. 32-40.
  46. Навозов О.В., Караваева Г.С. Некоторые нерешенные вопросы очередности внедрения магматических комплексов Калба-Нарымской зоны // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование (Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014 С. 114
  47. Нехорошев В.П. Геологическая карта Алтая масштаба 1:500 000. Государственный научно-исследовательский геологический институт, Всесоюзный аэрогеологический трест, Западно-Сибирское и Казахское геологические управления, 1956.
  48. Нехорошев В.П., Есенов Ш.Е. Геология СССР. Т. ХLI: Восточный Казахстан / под. ред.. М., 1967. Ч. 1. 467 с.; 1974. Ч. 2. 396 с.
  49. Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Ковач В.П., Журавлев Д.З., Мороз Е.Н. Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // ДАН, 2003, т. 388, № 2, с. 228—232
  50. Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 605-621.
  51. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсоев Д.А., Колотилина Т.Б. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1689-1704.
  52. Пономарева А.П., Туровинин А.Ю. Новые данные по магматизму Калбы // ОИГГМ СО РАН. Новосибирск, 1993. № 4. 36 с.



53. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего девона. Л.: Наука, 1980. 152 с.
54. Пушко Е.П., Садовский Ю.А., Осауленко А.Н. и др. Оловоносные проявления Калба-Нарымской структурно-формационной зоны и их морфогенетические особенности // Новые данные по геологии, геохимии и минералогии редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1980. С. 3-18.
55. Пушко Е.П., Навозов О.В. Металлогенические аспекты формирования редкометальных пегматитов и редкометальных гранитов калба-нарымском рудном поясе // Геология и охрана недр. Алматы, 2010. №7, С. 28-38.
56. Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Кейльман Г.А., Милеев В.С., Перфильев А.С. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. с. 44-59.
57. Сапаргалиев Е.М., Кравченко М.М., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 3. Нерудные ископаемые // Алматы: НИЦ «Гылым», 2003. -304с.
58. Соколова Е. Н., Смирнов С. З., Хромых С. В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометальных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология, 2016, том 24, № 2, с. 168–193
59. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 280 с.
60. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1–5.
61. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов // М.: Научный мир, 2001. — 606 с.: ил.
62. Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия // М.: Госгеолтехиздат, 1963.
63. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1648—1667.
64. 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. Т. 57. № 5. С. 983-1004.

65. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из Pz3-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP-данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241-258.
66. Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Послегерцинские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 11. С. 61.
67. Шавло С.Г. «Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. // Алма-Ата, Наука, 1938, 325 с.
68. Шулыгин В.С., Навозов О.В. О молодых гранитах Калбы и Нарыма // Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Сборник научных трудов – Алма-Ата: Каз ИМС, 1985, С. 78-86.
69. Шулыгин В.С., Навозов О.В. Магматические комплексы Калба-Нарымской зоны. // Изд. АН КазССР, сер. геол., 1986. №5. 36-45с.
70. Щерба Г.Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. // Алма-Ата: Наука КазССР, 1957. 211 с.
71. Щерба Г.Н., Лопатников В.В., Сериков П.В. // Морфология и строение Калба-Нарымского плутона. Изв. АН СССР, серия геол., 1971. № 3.
72. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. // Алма-Ата: Наука КазССР, 1984. 238 с.
73. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др., Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение // Алматы: Гылым, 1998. - 304с.
74. Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А. и др., Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения // Алматы: РИО ВАК РК, 2000. -400с.
75. Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник-1976 Института геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1977. С. 133–140.
76. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. // Л. : Наука, 1981. 276 с.
77. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468-498.

78. Aseri A.A., Linnen R.L., Xu D.Ch., Thibault Y., Holtz F. Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts // *Ore Geology Reviews*. 2015. v. 64. p. 736-746.
79. Bea, F., Pereira, M.D. and Stroh, A. (1994). Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology* 117: 291-312.
80. Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kbar. // *Journal of Petrology* 32, 365–401.
81. Boehnke P., Watson E. B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K., Zircon saturation rerevisited. // *Chemical Geology* 351, 324 (2013).
82. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63–114.
83. Carrington, D.P., Harley, S.L., 1995. Partial melting and phase relations in high-grademetapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, 270–291.
84. Castro A., Patino Douce A.E., Corretge L.G., de la Rosa J.D., El-Biad M., El-Hmidi H. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. v. 135. p. 255-276.
85. Castro, A., Gerya, T., Garcia-Casco, A., Fernandez, C., Diaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., Low, I., 2010. Melting relations of MORB–sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes: implications for the origin of Cordilleran–type batholiths. *Journal of Petrology* 51, 1267–1295.
86. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. V. 8. P.173–174.
87. Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // *Lithos*. 2010. v. 115. p. 137–152.
88. Clemens J.D., Stevens G. What controls chemical variation in granitic magmas? // *Lithos*. 2012. v. 134–135. p. 317–329.
89. Cox, K. G., J. D. Bell, R. J. Pankhurst *The Interpretation of Igneous Rocks* // Chapman & Hall, London. 1979, p. 450
90. Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland. *American Mineralogist* 68 (9–10), 880–899.
91. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. V. 20. P. 641–644.

92. Ernst R.E. Large Igneous Provinces // Cambridge University Press, 2014, 666 p.
93. Foster, M.D., 1960a. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. United States Geological Survey Professional Paper 354-B, 11–49.
94. Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
95. Frost C.D., Frost B.R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin // *Journal of Petrology*. 2011. v. 52. N 1. p. 39–53.
96. Fujimaki, H. (1986). Partition-Coefficients of Hf, Zr, and Ree between Zircon, Apatite, and Liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94(1): 42–45.
97. Gao, R., Xiao, L., Pirajno, F., Wang, G.C., He, X.X., Yang, G., Yan, S.W. Carboniferous–Permian extensive magmatism in the West Junggar, Xinjiang, northwestern China: its geochemistry, geochronology, and petrogenesis // *Lithos*, 2014. V. 204. P. 125–143
98. Gao Peng, Yong–Fei Zheng, Zi–Fu Zhao., Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // *Lithos* - №266 – 2016 - 133–157 pp.
99. Grant, J.A., 2004. Liquid compositions from low–pressure experimental melting of polytic rock from Morton Pass, Wyoming, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 65–78.
100. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O’Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS, // in Sylvester, P. (ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 2008. V. 40, p. 307–311.
101. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
102. Jahn, B.-M., Wu, F., Chen, B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. // *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* V. 91, 2000. P. 181–193.
103. Jensen, L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ontario Division Mines Misc.*, 1976. V. 66.
104. Keppler H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. v. 114. p. 479–488.
105. Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.G., Soliani E. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of

- Syntranscurrent Peraluminous Granites in Southern Brazil // *Journal of Petrology*. 2002. v. 43. N 8. p. 1595–1616.
106. Li Y.Q., Li Z.L., Yu X., Langmuir C.H., Santosh M., Yang S.F., Chen H.L., Tang Z.L., Song B.A., Zou S.Y. Origin of the Early Permian zircons in Keping basalts and magma evolution of the Tarim Large Igneous Province (northwestern China) // *Lithos*. V. 204, 2014. P. 47-58.
  107. Liu, W., Liu, X.-J., Liu, L.-J. Underplating generated A- and I-type granitoids of the East Junggar from the lower and the upper oceanic crust with mixing of mafic magma: insights from integrated zircon U-Pb ages, petrography, geochemistry and Nd–Sr–Hf isotopes // *Lithos* V. 179, 2013. P. 293–319.
  108. Loiselle, M. C., Wones, D. R. Characteristics and origin of anorogenic granites // *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 1979, v. 11, no. 3, p. 468.
  109. Lopez S., Castro A. Determination of the fluid-absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar // *American Mineralogist*. 2001. v. 86. N 11-12. p. 1396-1403
  110. Ludwig, K.R. *Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. // Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 2003, 71 p.
  111. Middlemost, A. K. *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology* // London, New York: Longman. 1985. 266 pp.
  112. Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geological Society of America*. 2003; v. 31; no. 6; p. 529–532; 2003
  113. McDonough, W.F., Sun, S.-S. Composition of the Earth. // *Chemical Geology* 1995 V. 120. P.223-253.
  114. Nair, R., Chacko, R., 2002. Fluid-absent melting of high-grade semi-pelites: P–T constraints on orthopyroxene formation and implications for granulite genesis. *Journal of Petrology* 43, 2121–2142.
  115. Nash, W.P. and Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 2,309-2,322.
  116. Nokleberg, W.J., ed., *Metallogenesis and tectonics of northeast Asia* // U.S. Geological Survey Professional Paper 2010., 624 p.
  117. Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 202–218.
  118. Patiño Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar // *Journal of Petrology*. 1995. N 3. p. 707-738.
  119. Patiño Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25, 743–746.

120. Patino Douce A.E., Harris N. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // *Journal of Petrology*. 1998. v. 39. N 4. p. 689-710.
121. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geological Society, London. 1999. v.168. p 55-75
122. Peccerillo A., Taylor, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976. V. 58, p. 63–81.
123. Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A. 2009. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny. *Ore geology reviews* 35 (2), 114–136.
124. Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. Vol. 49. P. 20–39.
125. Sallet, R., Price, J.D., Babinski, M., Moritz, R., Souza, Z.S., Chiaradia, M., 2015. Experimental anatexis, fluorine geochemistry and lead-isotope constraints on granite petrogenesis in the Serido Belt, Borborema Province, northeastern Brazil. *Chemical Geology* 400, 122–148.
126. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. 1993. Evolution of the Altiid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature* 364, 299–307
127. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // *Geochemical Cosmochemical Acta*. 1970. V. 34 - P. 237-243
128. Skjerlie, K.P., Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 365–378.
129. Spicer, E.M., Stevens, G., Buick, I.S., 2004. The low-pressure partial-melting behavior of natural boron-bearing metapelites from the Mt. Stafford area, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 160–179.
130. Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 128, 352–370.
131. Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. // *Lithos* V. 45, p. 29–44.
132. Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345.

133. Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the plagioclase system: consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257–276.
134. Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. v. 117. p. 375-393
135. Montel J.M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. v. 128. p. 176-196
136. Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.
137. Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304
138. Xiao W., Huang B., Han C., Sun S., Li J. A review of the western part of the Altai: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research*. V. 18. 2010. P. 253–273
139. Xu, YG; Wei, X; Luo, ZY; Liu, HQ; Cao, J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model. // *Lithos*. 2014. V. 204, p. 20–35.

## Приложение 1. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах калбинского комплекса Калба-Нарымского батолита

№	КА-13-2	КА-13-7	КА-13-8	КА-13-20	КА-13-23	КА-13-12	КА-13-22	КА-13-25	X - 1045	КТ - 21	КТ - 22	КТ - 23	КТ - 24	КТ-33	X - 1058	X - 1055	X - 1056
Фаза	I																
Массив	Черновинский								Пролетарский								
SiO <sub>2</sub>	63.66	70.14	65.65	67.94	70.44	69.37	69.77	69.73	67.91	72.69	68.15	72.05	65.88	69.55	68.80	70.06	69.41
TiO <sub>2</sub>	0.99	0.42	0.63	0.62	0.49	0.40	0.47	0.26	0.57	0.33	0.30	0.30	0.59	0.45	0.44	0.43	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.03	13.68	15.89	15.29	13.62	15.66	14.85	14.97	15.56	14.48	14.35	14.90	15.25	15.40	15.49	15.15	14.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.68	3.40	4.61	4.00	4.19	3.24	3.03	2.57	5.03	2.65	2.77	3.24	4.44	3.45	2.95	3.21	3.48
MnO	0.11	0.06	0.09	0.07	0.05	0.06	0.05	0.04	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06
MgO	1.57	0.40	0.81	0.85	0.75	0.58	0.97	0.52	1.03	0.62	0.59	0.65	1.15	1.07	1.12	0.74	0.91
CaO	2.77	1.14	1.88	2.25	1.70	2.17	2.62	1.96	2.06	1.40	1.29	1.48	2.15	1.88	1.91	1.65	1.77
Na <sub>2</sub> O	3.41	3.38	3.97	3.57	3.09	4.19	3.75	3.89	3.65	3.23	3.10	3.38	3.48	3.31	3.25	3.38	3.38
K <sub>2</sub> O	3.02	5.02	4.91	4.58	4.49	3.61	3.42	4.05	3.43	4.13	4.52	4.30	3.73	4.37	4.77	4.70	4.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.11	0.21	0.23	0.17	0.13	0.14	0.14	0.23	0.18	0.15	0.13	0.25	0.18	0.22	0.21	0.22
LOI	1.42	1.43	1.01	1.04	0.89	0.73	0.70	0.89	1.10	1.14	3.40	0.67	3.67	0.55	1.66	0.90	0.97
Total	100.09	99.25	99.77	100.56	99.11	100.27	99.90	99.11	100.78	100.92	98.72	101.19	100.70	100.33	100.74	100.55	100.13
Rb	188		227					153	177		159	136	145	263	201.35	193.39	196.94
Sr	219		113					263	193		170	159	216	192	206.37	141.15	145.78
Y	35		28					14.8	29		16.7	22	26	14.7	14.73	20.10	20.39
Zr	399		291					128	264		137	116	244	176	181.66	189.79	208.64
Nb	16.5		14.9					9.0	14.4		9.5	7.8	10.8	11.0	12.00	14.72	16.00
Cs	20		4.8					7.1	21		5.6	5.9	6.1	77	16.71	10.50	11.54
Ba	515		320					397	518		354	283	362	351	327.91	364.36	380.48
La	71		46					24	37		23	18.9	25	26	27.53	31.90	38.35
Ce	155		101					49	78		49	40	55	56	60.20	65.98	77.73
Pr	19.1		13.3					6.3	9.3		5.9	5.0	6.9	7.0	6.94	7.75	9.03
Nd	64		47					21	38		22	18.9	27	27	25.77	29.78	35.41
Sm	10.6		8.5					4.0	7.7		5.2	4.3	5.9	5.5	5.41	6.29	7.36
Eu	1.43		0.79					0.69	1.37		0.76	0.66	1.03	0.70	0.71	0.85	0.94
Gd	8.8		6.9					3.4	6.6		3.7	3.9	5.2	3.9	4.28	4.93	5.62
Tb	1.28		1.05					0.51	1.00		0.57	0.57	0.78	0.51	0.54	0.69	0.80
Dy	6.1		4.9					2.2	5.4		2.9	3.5	4.3	2.6	2.69	3.58	3.65
Ho	1.21		0.89					0.35	0.97		0.54	0.69	0.87	0.48	0.47	0.59	0.65
Er	3.3		2.5					1.00	2.5		1.38	1.96	2.4	1.24	1.16	1.75	1.69
Tm	0.48		0.37					0.13	0.36		0.21	0.30	0.38	0.18	0.15	0.24	0.24
Yb	3.0		2.3					0.78	2.2		1.38	2.0	2.3	1.18	0.87	1.47	1.60
Lu	0.43		0.32					0.11	0.30		0.21	0.30	0.36	0.18	0.12	0.21	0.21
Hf	10.4		8.2					3.8	6.9		4.0	3.2	6.1	4.6	4.88	5.05	5.32
Ta	1.11		1.05					0.81	0.90		1.50	0.94	1.02	1.30	0.87	1.20	1.33
Th	23		33					13.7	13.5		7.8	6.9	7.8	14.4	19.64	15.22	17.33
U	6.0		3.0					1.94	2.5		1.81	3.2	2.6	2.4	4.62	5.58	4.54



**Приложение 1. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах калбинского комплекса Калба-Нарымского батолита**

№	К-16-4/1	К-16-6	К-16-8	К-16-14	X - 1123	X - 1124	К-14-133/1	К-14-134	К-14-137/1	X-1146	X-1150	X-1151	X-1159	К-16-13	X-1042	X-1043	КА-13-1
Фаза	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	II	II	II	II
Массив	Асубулакский				Песчанский					Кызыл-Соранский				Асубулакский	Черновинский		
SiO <sub>2</sub>	66.11	65.70	66.97	68.57	72.49	72.11	65.24	67.06	63.33	65.18	62.29	66.58	63.52	66.29	70.35	71.19	74.11
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.73	0.54	0.55	0.10	0.19	0.88	0.59	0.91	0.68	0.93	0.53	0.80	0.72	0.29	0.26	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.54	15.77	15.30	15.35	14.31	14.31	15.38	15.19	14.77	16.52	16.71	15.73	16.43	15.04	15.20	15.17	14.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.74	5.14	4.17	3.91	1.25	2.01	5.71	4.17	8.01	5.53	6.46	4.85	6.56	5.21	2.75	1.92	1.38
MnO	0.06	0.08	0.06	0.06	0.02	0.04	0.08	0.05	0.10	0.07	0.10	0.07	0.11	0.07	0.05	0.03	0.05
MgO	1.36	1.28	0.99	0.97	0.23	0.46	1.59	1.05	0.85	1.56	1.87	1.28	1.77	0.77	0.86	0.65	0.12
CaO	2.57	2.59	1.93	2.06	1.08	1.59	2.76	2.00	2.65	2.75	3.07	2.42	3.15	1.97	2.51	2.05	0.88
Na <sub>2</sub> O	3.26	3.45	3.21	3.48	3.14	3.42	3.56	2.96	3.41	3.43	3.57	3.38	3.59	3.25	3.98	3.17	4.21
K <sub>2</sub> O	4.11	3.90	4.84	3.21	6.23	3.97	2.86	5.14	3.66	3.33	3.48	4.10	3.18	5.10	2.87	4.66	3.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.25	0.24	0.36	0.13	0.12	0.25	0.26	0.46	0.18	0.23	0.15	0.20	0.30	0.10	0.09	0.10
LOI	0.65	0.82	0.79	0.72	0.79	1.59	0.88	1.04	0.78	0.82	1.08	1.05	0.95	0.57	0.50	0.80	0.81
Total	99.46	99.78	99.14	99.30	99.85	99.99	99.25	99.59	99.02	100.19	99.90	100.24	100.39	99.38	99.60	100.15	99.73
Rb							160.47	174.33	225.48	96	136				142.89	148.55	291
Sr							206.03	196.64	138.38	263	214				332.79	361.17	71
Y							22.49	28.28	51.34	56	44				9.15	7.94	14.9
Zr							327.72	238.54	558.16	318	389				138.98	131.98	64
Nb							17.37	14.30	33.91	12.6	16.6				9.26	6.60	11.7
Cs							7.36	6.67	6.70	7.1	13.9				6.53	3.52	28
Ba							230.37	417.82	483.11	655	469				433.52	895.09	109
La							38.10	40.11	55.94	28	49				30.99	29.01	10.9
Ce							77.40	87.25	132.91	58	96				56.03	54.06	23
Pr							10.30	10.94	16.12	7.6	12.6				5.63	5.60	2.9
Nd							38.54	38.53	59.33	28	46				19.56	20.35	9.6
Sm							7.66	8.25	12.79	6.0	8.9				3.02	3.16	2.2
Eu							0.96	0.83	1.61	1.25	1.09				0.63	0.60	0.27
Gd							6.31	6.99	12.00	6.8	8.4				2.24	2.27	1.88
Tb							0.86	1.07	1.83	1.27	1.30				0.30	0.27	0.36
Dy							4.56	5.75	9.75	7.9	7.1				1.47	1.51	1.78
Ho							0.82	0.94	1.80	1.72	1.37				0.28	0.25	0.32
Er							2.29	2.50	4.67	4.9	3.9				0.72	0.69	1.08
Tm							0.32	0.36	0.64	0.77	0.62				0.11	0.09	0.16
Yb							2.04	2.10	3.71	4.6	3.9				0.70	0.57	1.19
Lu							0.29	0.30	0.51	0.70	0.58				0.11	0.08	0.16
Hf							8.89	6.50	13.09	8.4	10.6				4.01	3.61	2.2
Ta							1.37	1.11	1.99	0.87	1.38				1.39	0.51	3.6
Th							14.95	20.69	21.81	8.9	21				11.64	14.64	8.4
U							4.50	5.29	2.01	2.5	2.6				1.66	1.34	3.0

**Приложение 1.** Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах калбинского комплекса Калба-Нарымского батолита

№	КА-13-19	К-14-133/2	К-14-136	К-14-137/2	КТ - 20	КТ - 20/1	К-16-4/2
Фаза	II	II	II	II	III	III	III
Массив	Черновинский	Песчанский			Пролетарский		Асубулакский
SiO <sub>2</sub>	70.51	70.45	69.84	71.23	75.47	76.28	73.45
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.38	0.41	0.30	0.04	0.0308	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.64	14.41	14.82	14.18	14.56	14.06	14.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	2.80	3.57	2.56	0.87	0.69	1.34
MnO	0.06	0.04	0.06	0.04	0.01	0.0129	0.06
MgO	0.73	0.64	0.75	0.56	0.10	0.097	0.16
CaO	2.46	1.50	2.37	2.09	0.50	0.475	0.64
Na <sub>2</sub> O	3.67	2.78	3.95	3.43	4.07	4.0742	3.75
K <sub>2</sub> O	3.22	5.86	3.28	3.96	4.20	4.02	4.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.18	0.14	0.10	0.14	0.16	0.25
LOI	0.74	0.81	0.36	0.70	0.74	0.85	0.86
Total	99.55	99.94	99.63	99.27	100.67	99.88	99.53
Rb	133	164	144	98	145	139	
Sr	352	166	263	380	11	10	
Y	15.7	17.2	14.3	5.5	5.3	4.6	
Zr	172	223	213	171	22	18	
Nb	8.8	9.2	11.1	3.9	6.5	6.2	
Cs	6.8	3.3	4.1	2.4	3.5	3.2	
Ba	441	466	429	792	42	37	
La	32	45	25	17	1.4	1.2	
Ce	60	98	49	26	3.3	3.4	
Pr	7.0	12.4	5.7	2.7	0.44	0.38	
Nd	22	45	19	8	1.46	1.44	
Sm	3.1	8.7	3.5	1.1	0.57	0.53	
Eu	0.75	0.94	0.77	0.42	0.023	0.019	
Gd	2.3	6.3	3.0	1.0	0.59	0.56	
Tb	0.33	0.81	0.48	0.16	0.14	0.13	
Dy	1.62	3.77	2.53	0.86	0.79	0.75	
Ho	0.35	0.65	0.48	0.17	0.14	0.13	
Er	1.13	1.56	1.29	0.54	0.41	0.38	
Tm	0.22	0.21	0.20	0.08	0.082	0.079	
Yb	1.40	1.29	1.30	0.55	0.73	0.7	
Lu	0.22	0.19	0.19	0.09	0.11	0.11	
Hf	4.6	6.8	5.0	4.4	1.7	1.64	
Ta	1.44	0.73	1.14	0.43	1.8	1.76	
Th	8.5	33.4	7.9	4.9	0.85	0.8	
U	1.14	2.35	1.64	1.10	1.3	1.1	

**Приложение 2. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах монастырского комплекса Калба-Нарымского батолита**

№	КА-14-7	КА-14-8	КА-14-9	КА-14-10	КА-14-11	КА-14-12	КА-14-13	КА-14-14/1	КА-14-14/2	КА-14-15	КА-14-16	КА-14-31	КА-14-32	КА-14-33	КА-14-34	КА-14-35	КА-14-36
Фаза	I																
Массив	Сибирский																
SiO <sub>2</sub>	75.79	75.96	76.31	73.40	76.85	74.86	73.09	74.01	74.72	74.05	75.50	73.77	73.64	73.08	72.08	72.13	73.47
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.22	0.14	0.16	0.13	0.21	0.22	0.22	0.37	0.25	0.24	0.24	0.26	0.23	0.31	0.16	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.31	11.70	12.18	13.77	11.82	12.73	13.49	12.83	11.53	12.96	12.33	12.81	13.04	13.65	13.60	14.41	13.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.45	2.99	2.21	2.27	2.24	2.55	3.10	3.19	4.93	2.86	2.86	3.30	3.68	2.67	3.02	2.11	2.44
MnO	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.07	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.03	0.03
MgO	0.09	0.10	0.11	0.10	0.08	0.16	0.21	0.23	0.44	0.27	0.27	0.25	0.26	0.24	0.30	0.15	0.17
CaO	0.59	0.67	0.69	0.59	0.60	0.75	0.73	0.87	1.11	0.96	0.97	0.96	0.90	0.87	0.98	0.66	0.75
Na <sub>2</sub> O	2.90	2.93	3.04	3.16	2.94	3.03	3.28	3.14	3.03	3.21	3.07	3.23	3.08	3.19	3.02	3.06	3.20
K <sub>2</sub> O	4.53	4.75	4.79	6.12	4.67	5.01	5.05	4.70	3.17	4.63	4.16	4.39	4.76	5.34	5.50	6.65	5.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.05	0.03	0.03	0.07	0.14	0.08	0.15	0.10	0.17	0.10	0.11	0.09	0.15	0.06	0.08
LOI	0.14	0.59	0.26	0.29	0.76	0.58	0.58	0.50	0.41	0.66	0.44	0.64	0.24	0.62	0.84	0.66	0.76
Total	100.07	100.05	99.87	100.00	100.18	100.07	99.99	99.89	100.00	100.07	100.12	99.82	100.09	100.10	99.91	100.13	100.08
Rb		211		212		211	243			250	205		229			280	
Sr		17.6		21		41	56			60	64		61			69	
Y		55		47		46	62			72	57		47			37	
Zr		230		180		198	214			196	164		195			148	
Nb		21		13.5		17.0	20			21	18.2		19.4			11.7	
Cs		11.0		6.7		9.8	14.1			13.0	13.0		12.5			10.0	
Ba		54		82		212	159			154	147		155			233	
La		56		70		59	59			46	39		45			28	
Ce		119		143		133	133			104	87		102			62	
Pr		16.5		21		18.1	18.5			14.2	11.9		13.3			8.0	
Nd		59		72		64	67			52	42		50			31	
Sm		12.1		13.6		13.0	13.9			11.3	9.2		10.7			6.4	
Eu		0.15		0.18		0.27	0.33			0.33	0.33		0.34			0.39	
Gd		10.8		10.9		11.4	12.7			11.3	8.8		9.5			6.1	
Tb		1.75		1.62		1.61	1.97			1.91	1.56		1.53			1.08	
Dy		9.8		8.7		8.6	11.1			11.7	9.5		8.6			6.2	
Ho		1.88		1.72		1.61	2.1			2.4	1.88		1.64			1.24	
Er		5.5		4.7		4.4	6.0			7.0	5.5		4.5			3.7	
Tm		0.87		0.75		0.66	0.94			1.10	0.89		0.71			0.59	
Yb		5.3		4.7		4.0	5.8			6.9	5.6		4.5			3.7	
Lu		0.75		0.67		0.58	0.85			0.99	0.82		0.64			0.54	
Hf		7.9		6.5		7.3	8.4			7.7	6.3		7.4			5.7	
Ta		1.32		1.11		1.53	1.86			2.2	2.0		1.85			1.37	
Th		12.4		20		29	36			28	23		27			17.1	
U		5.2		3.2		4.1	5.5			5.8	4.7		4.9			4.6	

## Приложение 2. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах монастырского комплекса Калба-Нарымского батолита

№	КА-14-37	КА-14-38/1	КА-14-40	КА-14-41	КА-14-42/1	КА-14-43	КА-14-44	КА-14-54	КА-14-55	КА-14-56	КА-14-57	КА-14-58	КА-14-59	КА-14-60	КА-14-62	КА-14-63	КА-14-64
Фаза	I																
Массив	Сибирский																
SiO <sub>2</sub>	75.55	74.73	74.86	72.53	73.79	73.32	73.69	75.57	76.85	76.28	77.92	76.45	76.10	74.99	72.47	73.54	75.56
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.15	0.14	0.28	0.21	0.23	0.34	0.08	0.09	0.08	0.08	0.11	0.14	0.18	0.16	0.16	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.51	13.02	13.00	13.93	13.84	13.83	13.08	13.42	12.05	12.80	11.79	12.00	12.56	13.43	14.77	13.93	13.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.15	2.81	2.50	3.47	2.23	2.61	3.83	1.60	2.35	2.06	1.81	3.18	2.16	2.20	2.21	2.44	2.14
MnO	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.07	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
MgO	0.03	0.14	0.17	0.36	0.28	0.33	0.51	0.11	0.11	0.10	0.10	0.12	0.15	0.22	0.20	0.20	0.13
CaO	0.55	0.47	0.68	0.86	0.78	0.91	1.17	0.52	0.59	0.52	0.69	0.59	0.72	0.82	0.67	0.73	0.57
Na <sub>2</sub> O	3.19	3.07	3.16	3.25	3.20	3.30	3.30	3.39	3.05	3.36	3.10	3.00	2.93	3.33	3.50	3.35	3.28
K <sub>2</sub> O	5.24	4.95	4.75	4.63	4.89	4.37	2.91	4.78	4.23	4.47	4.15	4.44	4.62	4.44	5.61	5.00	4.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.04	0.09	0.08	0.10	0.18	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06	0.05	0.05	0.01
LOI	0.68	0.64	0.66	0.56	0.70	0.93	0.96	0.53	0.65	0.47	0.48	0.12	0.45	0.40	0.42	0.58	0.40
Total	100.10	100.11	100.07	100.09	100.12	100.06	100.13	100.11	100.09	100.24	100.24	100.16	99.97	100.20	100.20	100.10	100.15
Rb	241		199	271		241			285		228			223			242
Sr	4.4		23	48		60			<3		3.4			32			7.5
Y	57		37	70		52			121		85			44			58
Zr	124		166	215		190			103		131			170			165
Nb	16.1		13.5	25		18.8			18.1		13.3			15.9			15.6
Cs	9.0		7.5	17.0		14.6			11.1		8.9			11.9			9.6
Ba	5.9		70	119		175			<5		<5			87			19.7
La	40		50	48		43			19.5		26			41			42
Ce	99		112	110		98			54		65			93			103
Pr	13.5		14.2	14.2		12.5			9.1		10.6			12.6			15.1
Nd	54		53	55		48			38		44			45			56
Sm	11.8		10.2	12.1		10.3			13.9		12.2			9.1			13.0
Eu	0.060		0.21	0.22		0.31			0.030		0.030			0.24			0.090
Gd	10.7		8.0	12.0		9.6			16.7		13.2			8.7			12.1
Tb	1.67		1.20	2.1		1.61			3.0		2.3			1.43			1.97
Dy	9.8		6.9	12.2		9.4			19.2		13.7			8.0			11.4
Ho	1.96		1.32	2.6		1.78			3.8		2.6			1.53			2.2
Er	5.6		3.6	7.2		5.1			10.9		7.5			4.4			6.1
Tm	0.86		0.54	1.05		0.83			1.69		1.18			0.70			0.94
Yb	5.5		3.4	7.0		5.3			10.5		7.3			4.4			5.9
Lu	0.80		0.49	0.98		0.75			1.59		1.10			0.64			0.87
Hf	6.0		6.8	8.6		7.5			6.1		6.9			6.7			7.7
Ta	1.56		1.48	2.2		2.0			2.0		1.67			1.64			1.48
Th	23		21	29		26			45		38			28			28
U	2.5		3.3	6.0		5.0			10.8		4.0			4.5			4.1

**Приложение 2. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах монастырского комплекса Калба-Нарымского батолита**

№	КА-14-66	КА-14-67	КА-14-68	КА-14-69	КА-14-70	КА-14-80	КА-14-81	КА-14-82	КА-14-83	КА-14-84	КТ-38	Х-1041	КА-14-91/1	КА-14-96	К-14-100	КТ-14	
Фаза	I																
Массив	Сибинский											Войлочевский		Монастырский			
SiO <sub>2</sub>	75.42	73.93	74.92	74.59	76.20	78.15	74.04	75.12	85.48	75.18	77.161	73.75	73.46	72.68	72.11	72.990	
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.13	0.14	0.15	0.13	0.12	0.13	0.17	0.08	0.18	0.119	0.13	0.24	0.27	0.33	0.279	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.85	13.71	13.28	13.12	12.40	11.50	13.72	12.93	7.14	12.92	12.102	13.22	13.00	13.02	14.10	13.715	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.42	2.27	1.99	2.41	2.47	2.19	2.37	2.65	2.44	2.73	1.786	1.99	2.54	3.76	2.72	2.782	
MnO	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.06	0.031	0.04	0.04	0.05	0.03	0.040	
MgO	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.14	0.13	0.15	0.13	0.15	<0.1	0.17	0.25	0.26	0.27	0.202	
CaO	0.50	0.45	0.52	0.59	0.40	0.55	0.49	0.63	0.47	0.44	0.505	0.82	0.93	0.97	0.99	0.934	
Na <sub>2</sub> O	3.02	3.21	3.06	3.17	3.02	2.71	3.09	3.20	1.68	2.82	2.970	3.48	3.18	3.43	3.17	3.403	
K <sub>2</sub> O	4.99	5.60	5.42	5.02	4.70	4.32	5.36	4.70	2.45	4.91	5.148	5.01	4.99	4.57	5.60	5.353	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01	0.06	0.02	0.04	0.11	0.10	0.11	0.08	
LOI	0.60	0.62	0.59	0.58	0.57	0.46	0.56	0.49	0.20	0.62	0.14	0.83	0.44	0.60	0.36	1.13	
Total	100.21	100.16	100.19	99.88	100.15	100.24	100.05	100.16	100.18	100.15	99.90	99.57	99.24	99.76	99.85	100.95	
Rb					197					187	259	288	195	212	180	211.88	
Sr					14.3					17.1	16.2	34	68	62	86	75.69	
Y					43					8.8	56	47	28	24	22	38.86	
Zr					169					181	203	184	261	297	320	309.77	
Nb					13.9					13.8	14.5	19.4	15.4	18.1	18.2	14.39	
Cs					4.5					22	8.4	5.3	8.0	5.8	7.7	5.53	
Ba					46					55	99	79	231	167	250	255.67	
La					68					74	58	33	42	56	59	53.01	
Ce					154					150	122	76	87	118	119	110.27	
Pr					20					18.5	14.9	9.0	11.0	14.2	14.2	13.11	
Nd					68					60	52	36	38	48	49	45.63	
Sm					11.9					7.6	10.5	8.3	7.5	8.9	7.9	9.41	
Eu					0.15					0.18	0.17	0.29	0.93	0.38	0.93	0.53	
Gd					8.8					5.2	8.9	7.4	6.7	7.1	6.3	7.51	
Tb					1.29					0.54	1.45	1.18	0.97	0.99	0.86	1.14	
Dy					7.2					2.5	8.3	7.0	5.7	4.8	4.8	6.87	
Ho					1.37					0.35	1.69	1.30	1.08	0.86	0.83	1.27	
Er					4.1					0.83	5.1	4.0	2.9	2.2	2.2	3.73	
Tm					0.67					0.11	0.84	0.60	0.40	0.30	0.30	0.57	
Yb					4.3					0.59	5.7	3.6	2.5	1.86	1.85	3.49	
Lu					0.62					0.081	0.86	0.54	0.35	0.27	0.27	0.53	
Hf					7.4					6.6	7.2	6.6	7.8	7.6	8.9	7.88	
Ta					1.62					2.4	1.87	1.48	1.21	1.08	1.24	0.90	
Th					22					14.2	11.8	48	14.9	17.9	14.9	13.02	
U					4.8					2.8	3.1	7.0	3.6	2.9	2.6	3.25	

**Приложение 2. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах монастырского комплекса Калба-Нарымского батолита**

№	КА-14-17	КА-14-18	КА-14-24	КА-14-25	КА-14-26	КА-14-27	КА-14-28	КА-14-29/1	КА-14-30	КА-14-45	КА-14-46	КА-14-47	КА-14-48	КА-14-49	КА-14-50
Фаза	II														
Массив	Сибирский														
SiO <sub>2</sub>	73.55	73.07	72.53	72.64	71.40	70.04	74.42	73.67	74.18	72.85	72.73	71.63	72.36	72.31	73.92
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.21	0.22	0.23	0.25	0.17	0.25	0.28	0.24	0.25	0.23	0.27	0.17	0.21	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.14	14.13	14.98	13.84	14.53	15.90	12.51	13.08	12.77	14.39	14.44	14.88	15.02	14.99	13.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.32	2.14	2.27	3.46	2.54	1.76	3.39	3.03	3.17	2.67	2.56	2.79	1.97	2.65	2.61
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
MgO	0.31	0.29	0.39	0.26	0.31	0.16	0.27	0.28	0.24	0.37	0.37	0.41	0.35	0.37	0.36
CaO	0.85	1.00	0.99	0.93	0.88	0.82	0.82	0.91	0.86	0.85	0.93	0.86	0.98	0.97	0.93
Na <sub>2</sub> O	2.97	3.46	3.40	3.23	3.19	3.42	3.01	3.16	3.14	3.27	3.31	3.29	3.40	3.51	3.31
K <sub>2</sub> O	4.71	4.77	4.42	4.95	5.78	6.94	4.48	4.79	4.87	4.64	4.55	4.95	4.80	4.09	4.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.12	0.13	0.13	0.14	0.09	0.12	0.12	0.10	0.15	0.14	0.20	0.13	0.14	0.14
LOI	0.50	0.69	0.54	0.36	0.68	0.62	0.55	0.55	0.51	0.64	0.82	0.88	0.77	0.71	0.54
Total	99.88	100.01	100.00	100.17	99.83	100.04	99.95	100.00	100.20	100.21	100.23	100.30	100.08	100.10	100.16
Rb			192		264			252	245		219		218		231
Sr			108		88			61	62		78		90		78
Y			24		46			72	36		40		26		37
Zr			136		180			207	201		157		106		138
Nb			12.9		17.5			21	17.3		16.6		12.7		14.8
Cs			10.6		16.3			14.8	10.9		15.6		16.0		23
Ba			276		282			157	161		217		237		196
La			26		37			42	38		34		22		30
Ce			54		81			94	82		75		47		65
Pr			6.8		10.4			12.3	10.7		9.5		5.9		8.9
Nd			25		39			47	41		35		21		31
Sm			5.1		8.3			11.0	8.2		7.5		4.5		6.8
Eu			0.41		0.44			0.31	0.34		0.39		0.33		0.33
Gd			4.5		7.5			10.8	7.3		7.1		4.2		6.2
Tb			0.75		1.31			1.91	1.10		1.18		0.73		1.02
Dy			4.0		8.0			11.7	6.3		6.9		4.4		6.2
Ho			0.78		1.50			2.4	1.24		1.34		0.83		1.16
Er			2.2		4.5			7.3	3.5		4.0		2.4		3.5
Tm			0.35		0.72			1.21	0.54		0.62		0.38		0.56
Yb			2.1		4.5			7.5	3.6		3.9		2.5		3.6
Lu			0.32		0.65			1.15	0.52		0.56		0.37		0.51
Hf			4.8		6.5			8.1	7.6		5.8		4.0		5.2
Ta			1.79		2.2			2.4	2.0		2.2		2.0		2.3
Th			14.1		23			26	23		20		13.0		18.2
U			3.4		4.3			5.0	3.0		4.3		4.0		3.9

Приложение 2. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах монастырского комплекса Калба-Нарымского батолита

№	КА-14-51	КА-14-52	КА-14-53	КА-14-92	КА-14-93	КА-14-97/2	КА-14-19	КА-14-20	КА-14-21	КА-14-22	КА-14-23	КА-14-99
Фаза	II	II	II	II	II	II	III	III	III	III	III	III
Массив	Сибирский			Монастырский			Сибирский					Монастырский
SiO <sub>2</sub>	72.32	74.31	73.05	72.30	73.37	71.55	74.34	73.17	74.20	73.89	72.78	73.14
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.19	0.20	0.26	0.20	0.27	0.16	0.16	0.14	0.14	0.17	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.74	13.92	14.32	13.69	13.65	13.49	13.71	14.89	13.54	13.79	14.20	14.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.39	2.12	2.49	2.73	2.19	2.66	1.94	1.83	2.52	2.28	2.35	1.45
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07
MgO	0.36	0.30	0.31	0.41	0.25	0.33	0.20	0.29	0.22	0.18	0.25	0.22
CaO	0.86	0.83	0.92	1.41	0.83	0.95	0.79	0.75	0.73	0.75	0.87	0.56
Na <sub>2</sub> O	3.36	3.34	3.49	3.28	3.22	3.07	3.39	3.51	3.12	3.23	3.33	3.70
K <sub>2</sub> O	4.96	4.32	4.38	4.15	5.22	5.36	4.70	4.50	4.82	5.07	4.96	4.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.13	0.11	0.19	0.15	0.19	0.16	0.16	0.12	0.12	0.15	0.27
LOI	0.63	0.56	0.64	0.66	0.47	1.57	0.61	0.77	0.50	0.56	0.89	1.12
Total	100.13	100.14	100.05	99.19	99.63	99.52	100.11	100.15	100.04	100.11	100.08	99.42
Rb		239	241	195	208	197	207		194	194		250
Sr		63	68	152	78	89	72		78	80		49
Y		48	45	37	28	43	18.7		20	17.9		9.6
Zr		147	156	173	152	243	83		88	81		35
Nb		16.5	16.0	16.1	12.7	16.6	14.3		12.5	13.0		14.2
Cs		17.3	17.9	7.3	8.8	5.7	18.9		22	23		17.8
Ba		156	173	317	199	275	190		223	233		85
La		27	35	36	27	42	18.5		21	22		4.4
Ce		62	76	79	62	93	39		43	44		8.9
Pr		8.1	10.1	9.5	7.5	11.6	4.7		5.2	5.3		1.10
Nd		29	36	35	27	39	17.7		18.1	18.5		3.8
Sm		6.7	8.0	7.1	5.3	8.7	3.8		3.9	3.8		0.94
Eu		0.31	0.28	0.89	0.92	0.42	0.30		0.27	0.33		0.13
Gd		6.8	7.2	6.4	5.2	7.7	3.5		3.6	3.4		0.97
Tb		1.24	1.32	1.05	0.83	1.26	0.57		0.60	0.56		0.19
Dy		7.7	7.8	6.4	4.9	7.0	3.3		3.4	3.0		1.29
Ho		1.53	1.51	1.30	0.96	1.42	0.62		0.64	0.56		0.27
Er		4.7	4.3	3.8	2.7	4.0	1.72		1.80	1.53		0.77
Tm		0.78	0.70	0.56	0.42	0.62	0.24		0.28	0.24		0.13
Yb		5.1	4.6	3.5	2.5	3.8	1.61		1.80	1.56		0.86
Lu		0.75	0.67	0.51	0.35	0.56	0.24		0.27	0.23		0.13
Hf		5.6	6.0	5.6	4.8	6.8	3.3		3.6	3.1		1.30
Ta		2.4	2.3	1.56	1.37	1.36	2.3		2.3	2.3		4.9
Th		17.5	20	22	16.4	22	11.6		14.5	15.4		2.7
U		4.6	3.5	4.0	8.4	4.7	3.1		3.4	2.9		2.0

**Приложение 3. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах каиндинского комплекса Калба-Нарымского батолита**

№	КТ-32	КТ-36	КТ-37	X-1182	X-1158	X-1174	X-1044	X-1037	X-1039	K-14-108	K-14-110	K-14-122/1	K-14-127	X-1111	X-1166	X-1175	K-14-112
Фаза	I														II		
Массив	Шибендинский	Каиндинский			Кемиркаинский		Черновинский	Миролобовский		Каиндинский		Миролобовский			Кемиркаинский		Каиндинский
SiO <sub>2</sub>	68.66	71.52	68.52	72.82	66.31	72.04	68.99	72.52	73.95	67.75	68.70	70.70	71.00	73.16	70.73	71.17	71.12
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.39	0.50	0.20	0.61	0.22	0.44	0.20	0.19	0.38	0.39	0.41	0.31	0.16	0.37	0.21	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.24	14.34	15.29	14.12	15.15	14.96	14.64	13.72	14.20	15.38	15.81	14.57	14.11	14.02	14.72	14.82	14.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.79	3.22	3.46	2.57	4.93	2.20	3.19	2.64	1.60	3.44	2.86	3.46	2.89	1.76	3.66	1.83	2.52
MnO	0.08	0.06	0.06	0.04	0.07	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05
MgO	0.82	0.59	0.91	0.36	0.99	0.46	0.72	0.31	0.29	0.79	0.79	0.63	0.51	0.24	0.60	0.43	0.89
CaO	2.20	1.48	2.01	1.18	2.39	1.33	1.72	1.02	0.57	2.19	2.22	1.55	1.12	0.57	2.08	1.79	2.01
Na <sub>2</sub> O	3.51	3.44	3.38	3.47	3.79	4.02	3.21	3.50	3.32	3.79	4.01	3.60	3.20	3.24	3.64	3.66	3.70
K <sub>2</sub> O	4.19	4.47	4.98	4.68	3.99	4.79	5.07	4.37	4.65	4.28	3.93	4.13	4.91	4.86	4.16	4.51	3.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.15	0.18	0.07	0.17	0.13	0.22	0.09	0.28	0.14	0.14	0.17	0.18	0.26	0.11	0.08	0.10
LOI	0.37	0.64	0.75	0.49	0.53	0.39	0.93	0.97	0.93	0.77	0.70	0.69	0.91	0.89	0.44	0.62	0.60
Total	100.67	99.69	99.37	100.06	99.03	100.69	99.31	99.44	100.09	99.03	99.67	100.03	99.26	99.25	100.65	99.25	99.67
Rb	155.67	203.80	177.68	153		160	203.15	227.58	271.42	131.83	135.97	177.77	192.53	281	115	128	127
Sr	202.92	151.22	215.19	100		147	240.86	74.03	63.05	226.55	243.56	134.63	105.68	64	239	294	222
Y	31.95	33.99	28.27	34		9.3	18.62	43.02	10.80	18.48	21.45	36.72	33.09	10.8	11.9	7.2	16.7
Zr	239.02	195.86	182.84	119		87	254.41	119.77	101.22	163.10	201.93	243.56	162.58	77	155	109	142
Nb	12.74	12.88	12.16	11.4		10.7	17.17	11.68	12.74	9.74	11.38	14.88	12.79	10.5	7.2	6.2	9.6
Cs	10.58	12.19	12.16	8.3		9.6	3.18	17.58	30.56	6.14	25.95	13.02	9.00	34	3.7	7.7	6.5
Ba	397.79	346.74	534.43	239		276	427.05	174.66	175.70	374.69	349.87	258.35	299.40	162	345	412	309
La	28.07	28.70	41.46	29		14.1	45.75	20.07	17.58	21.23	26.91	30.83	24.94	14.5	21	17.2	14.7
Ce	68.61	58.69	81.17	60		25	93.88	43.42	37.17	43.59	55.39	65.91	55.00	31	44	32	33
Pr	7.70	7.00	10.62	8.1		3.7	10.64	5.37	4.47	5.42	7.03	8.89	7.18	4.2	5.6	4.0	4.2
Nd	27.95	25.31	38.00	30		13.1	40.38	23.03	17.84	19.12	25.20	33.07	26.89	14.7	19.9	13.4	16.1
Sm	6.08	5.43	7.47	6.4		2.6	7.17	6.05	4.06	3.97	5.67	7.63	6.34	3.4	3.6	2.3	3.7
Eu	0.98	0.59	0.99	0.46		0.46	0.90	0.51	0.38	0.75	0.94	0.96	0.94	0.30	0.90	0.60	0.92
Gd	5.67	4.91	6.22	5.9		2.3	5.61	5.98	3.37	3.37	4.61	7.10	6.15	2.9	2.8	1.73	3.40
Tb	0.89	0.76	0.87	1.04		0.36	0.75	1.08	0.39	0.56	0.70	1.13	1.02	0.43	0.43	0.24	0.51
Dy	5.09	4.49	4.57	5.3		1.64	3.81	6.96	2.02	3.09	3.97	7.00	6.02	1.91	2.00	1.21	3.12
Ho	0.98	0.84	0.81	1.04		0.30	0.60	1.35	0.35	0.57	0.77	1.30	1.13	0.32	0.35	0.22	0.60
Er	2.93	2.56	2.44	3.1		0.69	1.50	4.12	0.88	1.75	2.24	3.65	3.25	0.91	1.05	0.59	1.67
Tm	0.47	0.41	0.36	0.45		0.11	0.18	0.63	0.13	0.27	0.34	0.59	0.51	0.15	0.16	0.090	0.260
Yb	3.02	2.50	2.19	3.0		0.70	1.14	4.18	0.81	1.72	2.09	3.78	3.40	0.99	1.10	0.57	1.69
Lu	0.46	0.33	0.33	0.43		0.095	0.16	0.61	0.12	0.24	0.31	0.54	0.46	0.15	0.16	0.081	0.245
Hf	6.02	4.46	4.48	4.3		2.7	6.82	4.19	3.33	4.22	5.96	7.47	5.32	2.6	4.3	3.1	4.4
Ta	1.24	1.14	1.11	1.72		2.2	1.24	2.20	2.17	1.11	1.34	1.85	1.55	2.5	0.75	0.72	1.85
Th	11.48	10.31	10.45	18.0		5.3	29.83	13.50	11.31	10.07	14.77	14.07	11.85	8.4	8.3	7.6	13.2
U	3.48	2.48	2.74	3.2		2.1	3.28	3.96	4.29	2.60	1.93	4.08	3.79	2.8	1.65	1.02	2.89



Приложение 3. Содержание петрогенных и редких компонентов в гранитоидах каиндинского комплекса Калба-Нарымского батолита

№	X-1117	K-14-114	K-14-116	K-14-122/4	K-14-126/2
Фаза	III				
Массив	Черновинский	Каиндинский		Миролобовский	
SiO <sub>2</sub>	76.15	70.56	69.89	74.06	72.34
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.35	0.36	0.07	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.08	14.80	15.08	14.13	14.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	2.46	2.50	1.63	1.95
MnO	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04
MgO	0.03	0.67	0.65	0.14	0.45
CaO	0.52	1.73	1.62	0.38	0.88
Na <sub>2</sub> O	3.39	3.47	3.53	3.84	3.46
K <sub>2</sub> O	4.84	4.48	4.54	4.48	4.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.13	0.12	0.24	0.20
LOI	0.78	0.76	0.83	0.43	0.93
Total	100.63	99.52	99.23	99.45	99.70
Rb	329	154.92	162.11	225.44	188.12
Sr	18.7	217.61	188.50	20.93	119.71
Y	86	12.61	11.73	4.55	15.28
Zr	107	158.48	149.98	16.65	94.06
Nb	22	10.61	10.47	7.42	13.74
Cs	7.7	7.39	4.55	8.17	6.08
Ba	46	632.80	402.96	21.14	255.40
La	17.2	26.62	22.27	1.19	16.34
Ce	43	58.62	51.72	2.51	35.33
Pr	6.3	7.52	5.79	0.34	4.25
Nd	24	26.09	19.30	1.49	16.19
Sm	7.7	5.05	3.79	0.54	3.37
Eu	0.13	0.88	0.51	0.95	0.92
Gd	8.2	3.94	3.32	0.58	3.02
Tb	1.91	0.51	0.43	0.11	0.52
Dy	11.4	2.58	2.20	0.74	2.95
Ho	2.4	0.45	0.40	0.14	0.51
Er	7.5	1.16	1.10	0.43	1.36
Tm	1.26	0.16	0.15	0.08	0.20
Yb	8.3	1.00	0.94	0.56	1.23
Lu	1.20	0.13	0.13	0.08	0.19
Hf	5.1	4.92	4.19	1.40	3.17
Ta	4.4	1.48	1.28	2.93	2.28
Th	32	14.61	12.65	1.13	11.39
U	4.6	2.47	3.19	1.42	4.67