

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И
МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. Соболева СИБИРСКОГО
ОТДЕЛЕНИЯ РАН

На правах рукописи

ТРАВИН Алексей Валентинович

**ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ,
КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

25.00.04 – петрология, вулканология,

**Диссертации на соискание ученой степени
Доктора геолого-минералогических наук**

Новосибирск – 2016

ВВЕДЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	6
ГЛАВА 1. ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ.....	14
1.1. ЗАРОЖДЕНИЕ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ.....	14
1.2. КИНЕТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ В МИНЕРАЛАХ.....	15
1.3. СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ВОЗРАСТОМ ЗАКРЫТИЯ ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ И ВОЗРАСТОМ ФОРМИРОВАНИЯ.....	18
1.4. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ МИНЕРАЛА.....	22
1.5. ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС.....	24
- МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦАСП.....	25
- ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕН- НОСТИ ЦАСП.....	27
ГЛАВА 2. МЕТОДИКИ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ.....	29
2.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ МЕТОД.....	29
- ОСНОВЫ.....	29
- МЕТОДИКА $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЯ.....	31
- ОШИБКА $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ МЕТОДА.....	33
- КАЛИБРОВКА НЕЙТРОННОГО ПОТОКА	36
- ВНУТРЕННИЕ КРИТЕРИИ ДОСТОВЕРНОСТИ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТА	38
2.2 U/Pb МЕТОД.....	40
- ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ U-Th-Pb ДАТИРОВАНИЯ	40
- МЕТОДИКИ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА	43
2.3 ВНЕШНИЕ КРИТЕРИИ ДОСТОВЕРНОСТИ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА.....	44
ГЛАВА 3. ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦАСП	46
3.1. ЭКЛОГИТЫ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	48

3.2. ДАТИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ КОКЧЕТАВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН).....	64
3.3. ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ УЙМОНСКОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ).....	78
3.4. ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ И ЭКЛОГИТЫ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН).....	83
3.5. ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ КУРТУШИБИНСКОГО ХРЕБТА (ЗАПАДНЫЙ САЯН).....	88
ГЛАВА 4. ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ПРИОЛЬХОНСКОЙ КАЛЕДОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЫ	94
4.1. ЧЕРНОРУДСКАЯ ЗОНА, ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН.....	96
- ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ.....	97
- МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	103
- ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ.....	107
4.2. ПРИМОРСКИЙ РАЗЛОМ, КОЛЛИЗИОННЫЙ ШОВ И КОМПЛЕКС ОРСО.....	112
- ПРИМОРСКИЙ РАЗЛОМ.....	114
- КОЛЛИЗИОННЫЙ ШОВ.....	115
- КОМПЛЕКС ОРСО, ЗАПАДНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ УЧАСТКИ.....	119
4.3. РЕСТИТОВЫЕ АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ ЗОНЫ АНГА- САХЮРТЫ.....	122
- ПОЛУОСТРОВ ШИДА.....	124
- УЧАСТОК ХАРИКТА-ТОГ.....	131
- ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ПОЛУОСТРОВА ШИДА И УЧАСТКА ХАРИКТА-ТОГ.....	133
4.4. БИРХИНСКИЙ ГАББРОИДНЫЙ И АЙСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВЫ АНГИНСКОЙ ЗОНЫ.....	135
- ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ АНГИНСКОЙ ЗОНЫ.....	135

- ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БИРХИНСКОГО ГАББРОИДНОГО И АЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВОВ.....	139
4.5. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАННИХ КАЛЕДОНИД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА.....	146
- ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПРОТОЛИТОВ.....	146
- ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ.....	148
- СЦЕНАРИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА.....	151
ГЛАВА 5. ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КАЛЕДОНСКИХ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР ЦАСП.....	155
5.1. КОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРА НАГОРЬЯ САНГИЛЕН (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА).....	155
- ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ НАГОРЬЯ САНГИЛЕН.....	155
- ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ МУГУРСКОГО ЗОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА НАГОРЬЯ САНГИЛЕН.....	161
- СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКИХ ИСТОРИЙ МУГУРСКОГО ЗОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА НАГОРЬЯ САНГИЛЕН И ЧЕРНОРУДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ.....	167
5.2. СЛЮДЯНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ).....	170
5.3. ДЕРБИНСКИЙ МИКРОКОНТИНЕНТ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).....	172
5.4. БАЯНХОНГОРСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)	180
5.5. ОБСУЖДЕНИЕ.....	181
5.6. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ.....	184
ГЛАВА 6. ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ГЕРЦИНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА ЦАСП	186
6.1. ВОСТОЧНО-КАЗАХСТАНСКИЙ СЕКТОР АЛТАЙСКОГО ОРОГЕНА.....	188
- КАЛБА-НАРЫМСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ.....	192
- ИРТЫШСКАЯ СДВИГОВАЯ ЗОНА.....	201

6.2. МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС БОДОНЧИН (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ).....	213
6.3. ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КИТАЙСКОГО АЛТАЯ.....	221
6.4. ОБСУЖДЕНИЕ.....	226
6.5. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ.....	228
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	229
ПРИЛОЖЕНИЕ.....	279

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Понимание механизмов роста континентальной коры, в том числе, на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), является одной из важных проблем в науках о Земле [Моссаковский и др., 1993; Şengör et al., 1993; Добрецов и др., 1994; Jahn, 2001; Владимиров и др., 2003; Safonova et al., 2011, Буслов и др., 2013]. ЦАСП, являющийся орогеном аккреционно-коллизийного типа, сформировался в результате эволюции (в течение более 800 млн лет) и, в конечном итоге, закрытия Палео-Азиатского океана. Наподобие других аккреционных орогенов, ЦАСП является сложным коллажем древних микроконтинентов и островодужных террейнов, аккреционных комплексов, фрагментов океанических островов, базальтовых плато, океанической коры (офиолитов) и комплексов пассивных континентальных окраин. Амальгамация этих террейнов происходила в разное время и сопровождалась постаккреционным гранитоидным магматизмом, эксгумацией метаморфических пород высокого и сверхвысокого давления, постколлизийным орогенным гранитоидным магматизмом, внутриплитным плюмовым магматизмом, крупномасштабными посторогенными зонами сдвиговых деформаций и осадочных бассейнов pull-apart типа [e.g., Sengor and Natal'in, 1996; Shu et al., 1999; Крук и др., 1999; Laurent-Charvet et al., 2002, 2003; Jahn, 2004; Kröner et al., 2007; Wang et al., 2007; Windley et al., 2007; Charvet et al., 2007; Волкова, Скляр, 2007; Gladkochub et al., 2008; Lin et al., 2009; Safonova et al., 2009, 2010; Sun et al., 2008; Seltnann et al., 2010].

В науках о Земле интенсивно обсуждается проблема регулярности проявления тектоно-метаморфических и тектоно-магматических процессов в геологической истории Земли [Пушкарев, 1980; Добрецов, 1988; 1995; Condie, 1998; 2002; Vaughan, 1995; и др.]. Данная регулярность, как в конкретном поясе, так и в целом в аналогичных тектонических швах в разных частях Земли рассматривается моделью пульсационного, периодически повторяющегося усиления глобальной тектонической активности [Добрецов, Кирдяшкин, 1993] и может быть связана с периодическим отрывом мантийных плюмов от границы ядро-мантия, вызывающим периодическое, через 30 млн лет, изменение конвективных движений в астеносфере

и ускорение (или перестройку) движения литосферных плит [Добрецов, Кирдяшкин, 1993].

Представляется актуальным рассмотрение двух описанных выше взаимосвязанных проблем с использованием современных изотопно-геохронологических методов на примере структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. Уникальная информация о метаморфической истории индикаторных пород на стадии подъема, охлаждения, о возрасте средне- и низкотемпературных тектонических событий, возрасте формирования и выведения к поверхности plutонических пород может быть получена на основе термохронологического подхода. Подобные исследования в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, к сожалению, не проводились систематически, носили фрагментарный характер. В качестве примеров пионерских работ можно привести исследования метаморфических комплексов ультравысокого давления Кокчетавского, Максютковского [сводки изотопно-геохронологических данных: Добрецов и др., 2006; Лепезин и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013], комплексов метаморфических ядер кордильерского типа в Забайкалье [Склярков и др., 1997], бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) [Травин и др., 2001] и другие.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы на основе термохронологических реконструкций ключевых каледонских, герцинских субдукционно-коллизийных, коллизийных структур Центральной Азии провести реконструкцию основных этапов их формирования, сопоставить возраст, интенсивность, продолжительность тектоно-термальных событий, проявившихся в различных частях Палеоазиатского океана.

Выбор данной темы определяется тем, что оценка длительности орогенических событий, их периодичности, вариаций их интенсивности, стиля во времени имеет большое значение при построении геодинамических моделей орогенеза. В зависимости от типа коллизии (например, континент-континент, островная дуга-континент) продолжительность формирования коллизийных структур может варьировать от 50 и более млн лет (например, Гималаи) до 18 млн лет (Далрадианская орогенезия, британские каледониды) [Владимиров и др., 2003; Dewey 2005; Yin, 2006]. Многими авторами геологическая эволюция Центрально-

Азиатского складчатого пояса интерпретируется по аналогии с современной Западной Пацификой, в терминах роста и аккреции островных дуг, океанических островов, океанических плато, аккреционных призм и/или микроконтинентов [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Федоровский и др., 1995; Yin and Nie, 1996; Wang and Liu, 1986; Buslov et al., 2001; 2004; Badarch et al., 2002; Laurent-Charvet et al., 2003; Khain et al., 2003; Kuzmichev et al., 2001 и другие]. В случае правомерности такого подхода для субдукционно-коллизионных, коллизионных структур ЦАСП должны наблюдаться динамические характеристики аналогичные наблюдаемым для Палеопацифики. Для меловых границ Палеопацифики продемонстрирован глобальный характер деформационных и аккреционных событий [Vaughan, Scarrow, 2003; Vaughan, Livermore, 2005]. Вероятно, эти события были синхронными с проявлениями плюмовой активности.

В ходе исследования решались следующие **задачи**:

1. Отработка методологии термохронологической реконструкции с использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb датирования по набору минералов для объектов, характеризующихся сложной термической историей, включая длительное остывание, наличие поздних импульсов наложенных воздействий и т.д.
2. Проведение на основе разработанного подхода термохронологических реконструкций высокоградных метаморфических комплексов, зон интенсивных сдвиговых деформаций, гранитоидных батолитов, базит-ультрабазитовых массивов, входящих в ключевые раннепалеозойские, герцинские субдукционно-коллизионные, коллизионные структуры ЦАСП.
3. Интерпретация и синтез полученных данных, выявление основных закономерностей и ограничений при формировании ранне-палеозойских, герцинских структур ЦАСП, необходимых для разработки адекватных геодинамических моделей орогенеза.

Объектом исследования являются ранне-палеозойские субдукционно-коллизионные, коллизионные структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), включая Кокчетавскую субдукционно-коллизионную зону, покровно-сдвиговую складчатую структуру Прибайкалья, нагорье Сангилен, Дербинский террейн, герцинские сдвиговые и надвиговые структуры ЦАСП в пределах Гоби-Зайсанского подвижного пояса.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертационной работы положены коллекции, предоставленные сотрудниками лабораторий геодинамики и магматизма, петрологии и рудоносности магматических формаций, рудно-магматических систем и металлогении, метаморфизма и метасоматоза ИГМ СО РАН, а также отобранные с участием автора на юге Сибири, Алтае, в Восточном Казахстане. Работа базируется на изотопно-геохронологических $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb данных. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования (более 130 возрастных спектров) выполнены автором, и под авторским руководством. U/Pb исследования выполнялись методом ID-TIMS (по навескам) в ГЕОХИ РАН (г. Москва), ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), методом SHRIMP-II в ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), методом LA-SF-ICP-MS в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Кроме того, при подготовке работы обобщен, синтезирован и частично использован большой объем опубликованных к настоящему времени геологических, петрологических, геохимических, геохронологических данных по метаморфическим, магматическим комплексам ранне- палеозойских, герцинских субдукционно-коллизионных, коллизионных структур ЦАСП.

Научная новизна:

Предложенные подходы для реконструкций тектонотермальной истории горных пород с использованием мультиминерального Ar/Ar, U/Pb изотопного датирования и численного моделирования поведения изотопных систем являются оригинальными и позволяют получить независимые оценки длительности и скорости тектонотермальных процессов при коллизионном орогенезе с временным разрешением, значительно превышающим аналитическую точность изотопного датирования. На основе системных термохронологических исследований для ранне-палеозойских, герцинских субдукционно-коллизионных, коллизионных структур ЦАСП зафиксированы синхронные этапы активных термических событий, сопряженных с масштабным мантийно-коровым магматизмом, метаморфизмом HP/LT, HT/LP типов, сдвиговыми деформациями.

Апробация результатов работы и публикации. Результаты докладывались на международных совещаниях, семинарах, всероссийских конференциях и совещаниях. Гольдшмидтовские конференции: 8-я в Тулузе (1998, Франция), 12-я в Давосе (2002, Швейцария), 15-я в Москве (2005, штат Айдахо, США), 18-я в

Ванкувере (2008, Канада), 23-я во Флоренции (2013, Италия); на 4 интернациональном экологитовом симпозиуме в Новосибирске в 1999 г.; Рабочие совещания по международным проектам: INTAS-134 в г. Генте (1998, Бельгия), IGCP-420 в г. Новосибирске (2001, Россия) и в г. Чангчун (2002, Китай), IGCP-480 в г. Иркутске (2005, Россия), IGCP-592 в г. Новосибирск (2010, Россия) и г. Ксинджанг (2013, Китай); на международной конференции «Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии» в г. Новосибирск в 2002 г.; на международной конференции Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей в г. Иркутск в 2007 г.; на ежегодных научных совещаниях по Программе фундаментальных исследований Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) в г. Иркутске в 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2012, 2013 г.г.; на Российской конференции по изотопной геологии в г. Санкт-Петербург в 2003 г., в г. Москва в 2006 г., в г. Санкт-Петербург в 2009 г., в г. Москва в 2012 г., в г. Санкт-Петербург в 2015 г.; на Тектоническом совещании (МГУ) в г. Москва в 1998, 2008, 2014 г.г.; на международной конференции памяти В.Е. Хаина «Современное состояние наук о Земле» в г. Москва в 2011 г., на всероссийском совещании «Современные проблемы геохимии» посвященном 95-летию со дня рождения ак. Л.В. Таусона в г. Иркутск в 2012 г.; на научной конференции «Гранитоиды: условия формирования и рудоносность» в г. Киев в 2013 г.; на всероссийской петрографической научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов» в г. Томск в 2004, 2007 г.г; на Российско-Казахстанском научном совещании «Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование)» в г. Новосибирск в 2012, в 2014 г.г.; на всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии» в г. Улан-Удэ в 2013 г.

Материалы работы приведены в 66 публикациях, из которых 46 - в рецензируемых журналах.

Научная и практическая значимость. Разработанные с учетом специфики составляющих их магматических, метаморфических комплексов и конкретных минеральных парагенезисов методологии позволяют проводить термохронологические реконструкции субдукционно-коллизийных, коллизийных

структур. Выявлены основные этапы формирования ранне-палеозойских, герцинских субдукционно-коллизионных, коллизионных структур ЦАСП. Полученные в ходе исследования данные являются важной составляющей геохронологического банка данных для территорий юга Сибири, Казахстана и Монголии и могут быть использованы для совершенствования легенд Гостгеолкарты – 200, 1000, корректировке региональных схем магматизма, метаморфизма, а также учитываться при постановке прогнозно-поисковых работ.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из шести глав, введения и списка цитированной литературы. В первой главе приводится краткая история зарождения и развития термохронологического направления изотопных исследований в науках о Земле. В главе рассмотрены основные модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса и охарактеризована степень его геохронологической изученности с позиций термохронологической интерпретации имеющихся данных. Вторая глава посвящена описанию методик $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, и U/Pb датирования. В третьей главе приведены результаты исследований разновозрастных метаморфических комплексов высокого давления в пределах ЦАСП, включая Кокчетавскую субдукционно-коллизионную зону (Северный Казахстан). Четвертая глава посвящена реконструкциям термической эволюции литопластин и бластомилонитовых комплексов Ольхонского региона. В пятой главе проводится сопоставление истории активных термических событий для раннепалеозойских горноскладчатых сооружений Центральной Азии и метаморфических комплексов высокого давления. Шестая глава посвящена сопоставлению истории тектонотермальных событий Восточно-Казахстанского, Китайского и Западно-Монгольского секторов Алтайской коллизионно-сдвиговой системы.

Защищаемые положения:

1. Разработаны термохронологические подходы для реконструкций тектонотермальной истории горных пород с использованием мультиминерального Ar/Ar , U/Pb изотопного датирования, основанные на численном моделировании поведения изотопных систем с учетом их кинетических параметров в минералах-геохронометрах. Предложен термохронологический критерий оценки длительности и скорости тектонотермальных процессов для высокоградных HP/LT , HT/LP

метаморфических; гранитоидных, базит-ультрабазитовых магматических комплексов и зон деформаций при коллизионном орогенезе.

2. Установлена быстрая эксгумация ультравысокобарических пород Кокчетавского пояса на верхние уровни земной коры (не более 5 млн лет). Формирование чешуйчатой структуры аккреционной призмы и мегамеланжевого пояса Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны происходило в результате нескольких кратковременных (не более 1 млн лет) импульсов, связанных а) с образованием гранат-слюдистых и слюдистых сланцев и кристаллизацией синтетектонических гранитных даек (517-505 млн лет); б) с деформациями и метаморфизмом в процессе надвигания Кокчетавского микроконтинента, мегамеланжевой зоны и аккреционной призмы на образования Степнякского прогиба (497-481 млн лет); в) с прогревом в процессе внедрения ордовик-силлурийских гранитоидов.

3. Для высокоградных метаморфических пород Чернорудской зоны, соответствующих корневой части коллизионной системы, реконструируется история последовательного закрытия изотопных систем и перемещения с глубины 27 км до глубины, меньшей 5-6 км в течение 100 млн лет. Это явилось результатом нескольких дискретных тектонических событий, в перерывах между которыми породы «замораживались» на промежуточной глубине при относительно пониженной температуре. Основным источником прогрева на ранних этапах (500-485, 470-460 млн лет) являлось поступление магм мантийного, мантийно-корового генезиса. На поздних этапах (445-430, 415-390 млн лет) прогрев обусловлен интенсивными пластическими, хрупко-пластическими деформациями.

4. Для удаленных друг от друга ранне-среднепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (от Северного Казахстана до Западного Прибайкалья) зафиксированы этапы активных термических событий, сопряженных с масштабным мантийно-коровым магматизмом и метаморфизмом HP/LT, HT/LP типов с периодичностью 30-25 млн лет: 530-520, 500-490, 470-460, 450-430, 410-390 млн лет. Наблюдаемая синхронизация метаморфических, магматических и тектонических событий может быть связана с активизацией тектонических процессов, в том числе – субдукционных, в глобальном, планетарном масштабе.

5. Для Алтайской коллизионно-сдвиговой системы реконструируется синхронная последовательность кратковременных тектонотермальных событий, связанных с мантийно-коровым магматизмом и высокоградным метаморфизмом, с периодичностью 25-15 млн лет: 320-310, 300-290, 286-278, 270-260, 254-245 млн лет. Возрастной диапазон кратковременных эпизодов сдвиговых деформаций с левосторонней кинематикой ограничен интервалом 290-280 млн лет, при этом интегральная амплитуда смещения не превышала $n \cdot 10$ км.

Благодарности:

Диссертационная работа подготовлена в Лаборатории изотопно-аналитической геохимии Института геологии и минералогии им. Автор выражает благодарность за плодотворные научные дискуссии (в том числе и во время полевых работ), обсуждения и поддержку академику Н.Л. Добрецову, А.Г. Владимирову, В.А. Пономарчуку, член.-корр. Г.В. Полякову, Н.И. Волковой, М.М. Буслову, А.С. Мехоношину, А.Э. Изоху, В.В. Хлестову, В.С. Федоровскому, академику В.А. Верниковскому, Д.С. Юдину, С.В. Хромых, О.М. Туркиной, Е.Ф. Летниковой, А.Е. Верниковской, Е.И. Михееву, П.Д. Котлеру, С.А. Каргополову. Особую благодарность за помощь в работе и понимание автор выражает Т.С. Юсупову, С.А. Новиковой, А.В. Пономарчуку, Г.А. Докукиной, В.Ю. Киселевой, И.А. Вишневской, Ю.А. Болотову и всем сотрудникам лаборатории изотопно-аналитической геохимии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (программа ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», РФФИ (проекты №№ 05-05-64438, 08-05-00733, 11-05-00758, 14-05-00712).

ГЛАВА 1. ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

1.1. Зарождение термохронологии

В середине XX века началось накопление изотопных датировок различных пород с использованием набора методов: U/He по урансодержащим минералам [Герлинг, 1939; Hurley, 1954; Damon, Kulp, 1957 и другие], U/Pb по циркону [Виноградов и др., 1952; Tilton et al., 1959 и другие], Rb/Sr по мономинеральным и валовым образцам [Hahn et al., 1943; Герлинг и др., 1958; Faure et al., 1972 и другие], K/Ar по минералам [Aldrich, Nier, 1948; Герлинг, Титов, 1949; Герлинг и др., 1949 и другие]. K/Ar метод был разработан, теоретически обоснован и реализован на отечественной аппаратуре в Лаборатории геохронологии докембрия Академии наук (ЛАГЕД) академиком А.А. Полкановым и проф. Э.К. Герлингом [Gerling E.K., 1984], за что авторы были награждены в 1962 году Ленинской премией. Позже, благодаря необходимости исследований космических образцов, Меррихью и Тернером был предложен его усовершенствованный вариант - метод $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования [Merrillhue, 1965; Merrillhue, Turner, 1966].

По мере накопления изотопных данных было обнаружено, что полученные различными методами по одному и тому же образцу датировки часто не согласуются между собой, при этом многие из них являются слишком молодыми, чтобы соответствовать возрасту формирования исследуемых пород, минералов. В качестве возможных причин «омоложения» привлекались в первую очередь термическое воздействие на изотопную систему (при этом, процесс диффузии в природе является термически активируемым) а также радиационное нарушение кристаллической решетки (в случае урансодержащих минералов).

В связи с проблемами сохранности изотопных систем возник интерес исследователей к вопросам кинетики радиогенных примесей в минералах. Зависимость степени нарушения изотопных систем от термической истории пород была систематически исследована на ряде природных объектов а) испытавших интенсивные тектонические движения [Mason, 1961; Hurley et al., 1962], б) при метаморфизме [Armstrong, 1966; Westcott, 1966; Harper, 1967; Dewey, Pankhurst, 1970; Purdy and Yäger, 1976; Wagner et al., 1977], в) в контактовых ореолах,

возникших при внедрении магматических тел [Hart, 1964; Hanson, Gast, 1967; Морозова и др., 1973; Berger, 1975; Hanson et al., 1975; Morozova et al., 1988 и другие]. По степени устойчивости изотопных систем к температурному воздействию интрузий была определена последовательность устойчивости изотопных систем и минералов: K/Ar (амфибол) > Rb/Sr (биотит) > K/Ar (биотит) > K/Ar (калиевый полевой шпат) [Hart, 1964].

В работах Х.И. Амирханова, С.Б. Брандта, А.С. Батырмурзаева и других [Амирханов и др., 1960; 1979; 1981; Брандт и др., 1967; Brandt et al., 1970; Батырмурзаев, 1982] делались попытки оценить по дискордантным значениям возрастов исходный возраст и термодинамические параметры образования интрузивных тел, при этом в расчетах использовались кинетические параметры аргона (энергия активации, частотный фактор), полученные в результате лабораторных диффузионных экспериментов (прогрев в вакуумных, атмосферных условиях). Жилетти [Giletti, 1974] предложил использовать информацию о диффузионной подвижности радиогенных изотопов, как функции температуры, давления и особенностей кристаллической решетки минералов для реконструкции термической истории событий, вызвавших частичное или полное нарушение изотопных систем. Додсон [Dodson, 1973] ввел определение температуры закрытия изотопной системы T_c , как температуры системы в момент времени, соответствующий её кажущемуся возрасту. Величина T_c зависит от кинетических параметров продуктов распада и скорости остывания (термической истории) конкретной системы, но должна быть независимой от начальной температуры. Развитие подхода, предложенного Додсоном, Жилетти [Dodson, 1973; Giletti, 1974], в конечном итоге привело к формированию отдельного «термохронологического» направления в геохимии.

1.2. Кинетические параметры изотопных систем в минералах

О сохранности радиогенных изотопов в минералах можно судить, зная их кинетические параметры, которые могут быть определены на основе двух подходов:

- исследование в природе изотопных систем, испытавших наложенный прогрев, интенсивность которого зависит от какого-нибудь контролируемого параметра (например – расстояние до источника прогрева);

- лабораторные эксперименты, в которых напрямую определяются кинетические параметры изотопных систем, а результаты экспериментов используются для экстраполяции поведения изотопных систем в природных условиях за геологическое время.

В геологических экспериментах обычно исследуется термическое влияние относительно молодой интрузии на более древние вмещающие породы. Классическим примером таких исследований могут служить упомянутые выше работы Харта, Хансона и других [Hart, 1964; Hanson, Gast, 1967; Морозова и др., 1973; Berger, 1975; Hanson et al., 1975; Morozova et al., 1988; Саватенков и др., 2004]. Для интрузии, имеющей простую геометрическую форму, производится подсчет теплового потока, который, в свою очередь, позволяет оценить термальную историю какого-либо минерала, находящегося в пределах теплового поля интрузии. В совокупности с изотопными данными это даёт достаточно информации для оценки диффузионных коэффициентов. К сожалению, погрешности в моделях потока тепла позволяют давать только грубую оценку зависимости потери радиогенных изотопов от температуры. Кроме этого, требует учета влияние на устойчивость изотопных систем в минералах физико-химического воздействия флюидов [Саватенков и др., 2004].

Лабораторные диффузионные эксперименты используют набор различных методик получения кинетических параметров радиогенных изотопов в минералах, каждая имеет свои допущения и требования. Эти методики включают ступенчатый нагрев в вакууме [Evernden et al., 1960; Морозова, Меленевский, Левский 1982], изотермическое выделение в вакууме [Hart, 1964], динамический прогрев [Герлинг, 1961] и изотермические, гидротермальные эксперименты [Giletti, 1974]. В общем случае проведение корректных лабораторных экспериментов требует выполнения критериев, сформулированных Жилетти [Giletti, 1974]:

1. Структура минерала должна оставаться неизменной в ходе эксперимента;
2. В исследуемом образце в ходе эксперимента должна существовать только одна твердая (минеральная) фаза;
3. Значительная часть атомов должна мигрировать по одному механизму;
4. Должно быть определено соотношение между размером частиц и эффективным диффузионным размером зерен;

5. Должна быть определена диффузионная геометрия зерна (сфера, цилиндр, пластина);
6. Должно быть определено наличие/отсутствие диффузионной анизотропии.

Чтобы оценить экспериментально в лабораторных условиях кинетические параметры дочерних изотопов, процесс диффузии необходимо интенсифицировать.

Анализируя формулу для коэффициента диффузии –

$$D(T, P) = D_0 * (1 - kP) * \exp(-E / RT)$$

(k , D_0 , R – константы, E – энергия активации) – видно, что D наиболее резко зависит от температуры. Следовательно, для интенсификации процесса при эксперименте наиболее естественным является определение коэффициента диффузии или скорости реакции при высоких температурах с последующей экстраполяцией их к низким температурам. Это возможно, если зависимость $\ln D$ от $1/T$ – прямолинейна во всем диапазоне экстраполяции. Таким образом, знание кинетических параметров – коэффициентов диффузии и энергий активации – позволяет оценить сохранность радиогенных изотопов в геологическом времени в природных условиях.

В большом количестве работ было показано, что минералы, в структуре которых содержатся молекулы воды, являются нестабильными во время прогрева в вакуумных условиях. Соответственно, механизм выделения аргона в вакууме отличается от такового в природных условиях для биотита, мусковита, роговой обманки [например Батырмурзаев, 1982; Пушкарев, 1977; Gaber et al., 1988; Lee et al., 1991; Lee, 1993; Slettin, Onstott, 1998; Lo et al., 2000]. Таким образом, кинетические параметры, полученные в этих экспериментах, не могут быть использованы для расчета устойчивости K/Ar системы этих минералов в природных условиях.

Кинетические параметры для диффузии аргона были определены в сериях изотермических гидротермальных экспериментов в таких используемых в $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировании водных силикатах, как флогопит [Giletti, 1974], роговая обманка [Harrison, 1981; Baldwin et al., 1990], биотит [Harrison et al., 1985; Grove and Harrison, 1996], мусковит [Robbins, 1972; Harrison et al., 2009]. В этих исследованиях использовался метод интегральной потери в результате гидротермальной обработки мономинеральных агрегатов с определенным размером зерна. Продукты

экспериментов анализировались с помощью K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методов и результирующая потеря $^{40}\text{Ar}^*$ рассчитывалась сравнением обработанных и необработанных образцов.

В результате серии лабораторных экспериментов по определению кинетических параметров аргона в ортоклазе при изотермическом прогреве от 500 °С до 800 °С, как в вакууме, так и в гидротермальных (2 кбар) условиях, Фоланд [Foland, 1994] получил одинаковые значения. Сравнение диффузионного коэффициента полевого шпата с диффузионным коэффициентом слюд [Giletti, 1974] показало, что температура, при которой система становится открытой относительно Ar, для полевого шпата ниже, чем для слюды.

Помимо кинетических параметров минералов, используемых при K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании, было проведено множество исследований, направленных на определение параметров подвижности других изотопных систем, таких как: Sm/Nd, Rb/Sr, U/Pb [Cherniak, 1993; Giletti, 1991; Cherniak, Watson, 1992; 2000 и др.]. Так кинетические параметры для Rb/Sr радиогенной системы в слюдах были оценены Жилетти [Giletti, 1991], Костицыным Ю.А. в гидротермальных экспериментах [Костицын, Вагин, 1993].

В обзорных статьях [Левский, Морозова, Саватенков, 2003; Hodges, 2004; Reiners, Ehlers, Zeitler, 2005] приведены таблицы значений для E и D_0 некоторых изотопных систем и минералов, полученных независимыми исследователями.

1.3. Соотношение между возрастом «закрытия» изотопной системы минерала и возрастом его формирования

При интерпретации изотопных датировок необходимо учитывать соотношение между температурой закрытия изотопной системы (T_c) и температурой формирования минерала (T_f). На рисунке 1.1 приведено в наглядной форме сопоставление температур закрытия различных изотопных систем в минералах-геохронометрах с температурами их гидротермального, метаморфогенного и магматогенного образования, взятое из [Lips, 1998] и дополненное с учетом современных данных. Значения температур закрытия приведены в широких интервалах их вариаций в зависимости от скорости охлаждения системы, размера минеральных зерен.

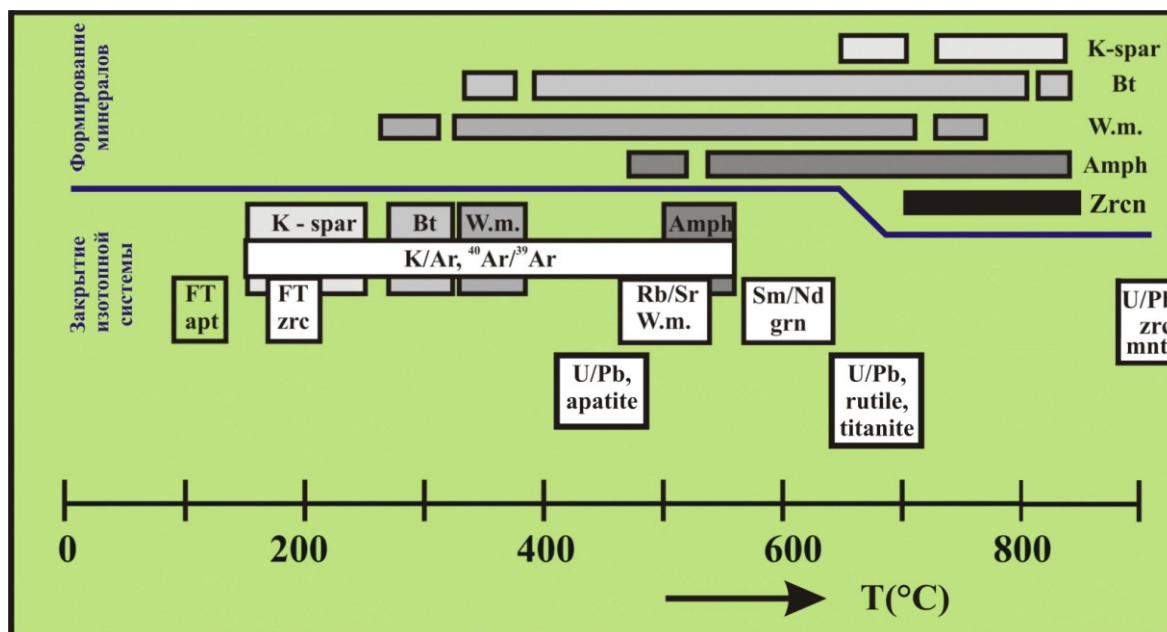


Рис. 1.1. Сопоставление температур закрытия изотопных систем с температурами гидротермального, метаморфогенного и магматогенного формирования этих минералов по данным [Hodges, 2004; Reiners et al., 2005].

В тех случаях, когда $T_c \geq T_f$, полученная датировка соответствует времени формирования минерала. В качестве примера можно привести U/Pb датирование по циркону (T_c циркона порядка 900°C [сводка в Hodges, 2004], что часто больше T_f), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование по гидротермальному мусковиту, белой слюде и др. В тех случаях, когда $T_c < T_f$, измеренный возраст соответствует моменту закрытия изотопной системы, который, в зависимости от термической истории образца, может быть сколь угодно удален во времени от момента формирования минерала. Анализируя данные, представленные на рисунке 1.1, можно заметить, что на основе набора минералов, датируемых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, может быть перекрыт диапазон температур закрытия от 200°C до 550°C : калиевый полевой шпат – $220\text{—}240^{\circ}\text{C}$, биотит – $330\text{—}360^{\circ}\text{C}$, мусковит – $\sim 370^{\circ}\text{C}$, амфибол – $\sim 560^{\circ}\text{C}$.

Исходя из этих значений, определяются основные направления наиболее эффективного использования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода: а) определение возраста низко- и среднетемпературных тектонических событий; б) изучение метаморфической истории пород в основном на стадии подъема и охлаждения; в) датирование рудных

месторождений; г) определение возраста вулканических пород; д) определение возраста формирования и выведения к поверхности plutonic пород.

Таким образом, для реконструкции термической истории метаморфических, магматических пород, начиная с момента их формирования, в диапазоне температур от $\sim 200^{\circ}\text{C}$ до $\sim 900^{\circ}\text{C}$, вполне эффективным представляется использование двух изотопных методов датирования: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по набору минералов и U/Pb по циркону.

Для аккреционно-коллизионных структур Центральной Азии характерно многостадийное развитие метаморфических, магматических, тектонических процессов со значительным временным интервалом. В этих условиях цифры изотопного возраста для минералов и систем с различной устойчивостью будут распределены во временной шкале в зависимости от характера термической истории, интенсивности наложенных деформаций, гидротермальных воздействий. Событиям большей интенсивности (наложенный прогрев, резкое снижение температуры, быстрый подъем к поверхности и т.д.) будет соответствовать больше разных датировок, поскольку во время таких событий повышается вероятность полного омоложения, закрытия изотопной системы. Соответственно, совпадение датировок различных минералов, изотопных систем значительно увеличивает вероятность того, что они соответствуют возрасту реального геологического события и являются достоверными. На этом основаны «критерии пары» [Морозова, Рублев 1987; Шанин, 1979].

Для термохронологических реконструкций необходим тщательный отбор минеральных парагенезисов метаморфических, магматических комплексов этих систем, соответствующих конкретным стадиям их формирования (табл. 1.1). Построение адекватных моделей формирования субдукционно-коллизионных, коллизионных структур может быть проведено в результате согласованной интерпретации термохронологических трендов, полученных для перечисленных в таблице 1 объектов исследований в сопоставлении с трендами P-T эволюции индикаторных метаморфических комплексов. Характер прогрева толщ зависит от геодинамических обстановок. На рис. 1.2 показаны типы высокоградных метаморфических комплексов, формирующихся в различных геодинамических обстановках [Brown, 2009]. Формирование голубых сланцев происходит в зонах субдукции, породы ультравысоких давлений формируются в результате глубокой

субдукции континентальной литосферы. Гранулиты формируются на нижних уровнях океанических плато; в островных дугах; в тылу активных континентальных окраин, под континентальными плато; при растяжении утолщенной коры и т.д. [Brown, 2009].

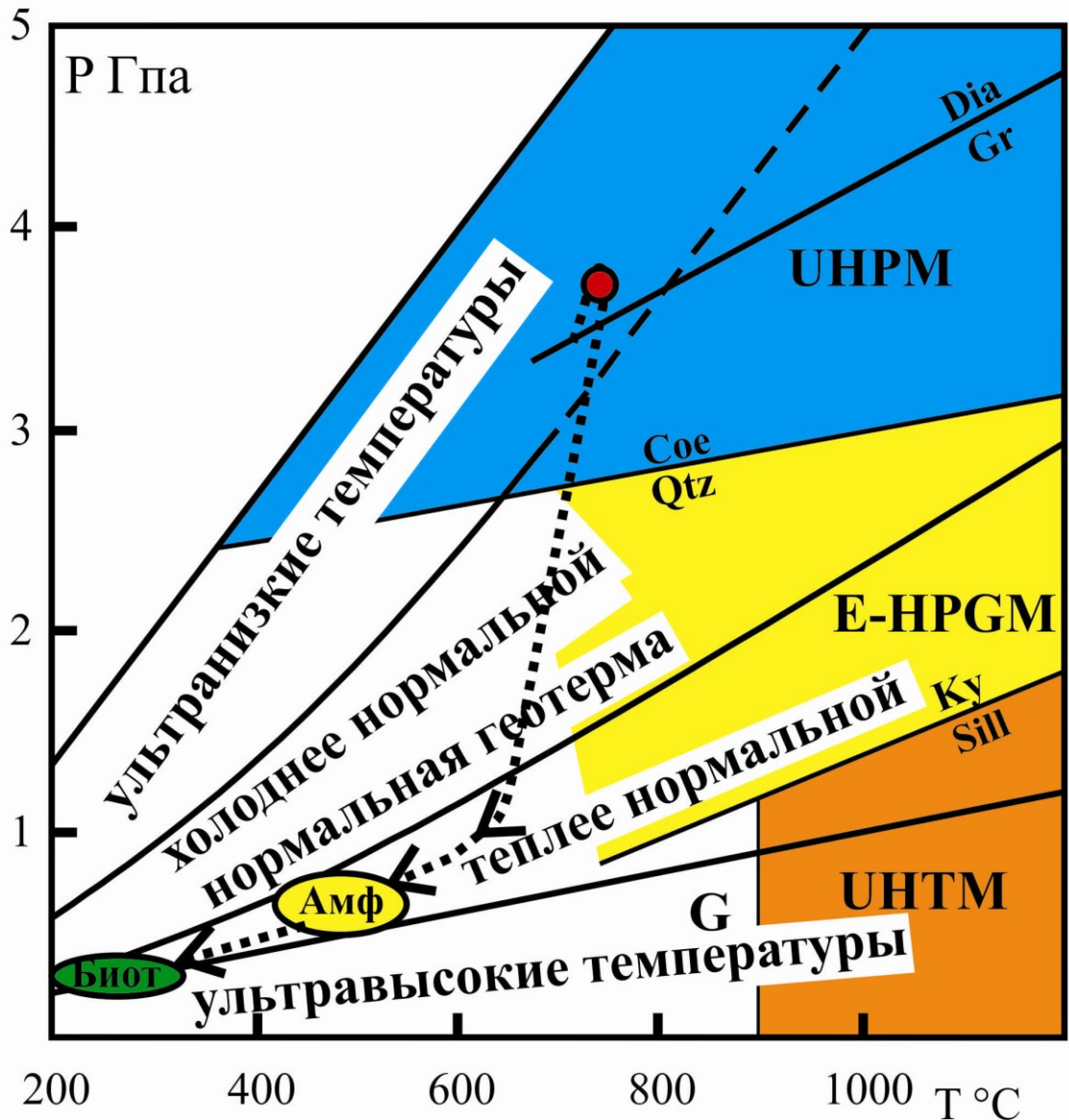


Рис. 1.2. P-T диаграмма, показывающая разделение условий формирования высокоградных метаморфических комплексов, основанное на отличии термических условий (теплее, холоднее) относительно нормальной континентальной геотермы [Stuwe, 2007]. Взято из [Brown, 2008]. Желтым и зеленым эллипсами показаны области, соответствующие полному закрытию K/Ar изотопной системы амфибола, биотита для различных скоростей остывания. Нижние границы эллипсов соответствуют случаю стационарного экспонирования породы на фиксированной

глубине. Типы метаморфических комплексов: УНРМ – ультравысокого давления; Е-НPG – эклогитовый средних температур – высокого давления гранулитовый; G – гранулитовый; УНТМ – ультравысокотемпературная часть гранулитовой фации [Brown, 2008].

1.4. Численное моделирование поведения изотопной системы минерала

Нередко метаморфическая, магматическая горная порода характеризуется сложной термической историей, затрудняющей прямую интерпретацию получаемых по набору минералов датировок. В качестве примеров, часто встречаемых в структурах ЦАСП, можно привести многократное проявление тектонотермальных событий после периодов относительного охлаждения; длительное экспонирование породы на фиксированной глубине и др. В этих случаях значительный прогресс может быть достигнут с помощью численного моделирования поведения изотопной системы в минерале.

Рассмотрим случай стационарного экспонирования метаморфической, либо магматической породы, содержащей такие широко распространенные минералы, как биотит, амфибол. На рис. 1.3 показаны зависимости динамики накопления радиогенного аргона в биотите, амфиболе от глубины залегания породы. Расчеты проводились с предположением геотермального градиента равным 30°C/км. Зависимости получены с помощью численного моделирования поведения K/Ar изотопной системы, базирующегося на механизме объемной диффузии ^{40}Ar .

В соответствии со вторым законом Фика, с учетом его образования в минерале за счет радиоактивного распада K:

$$\delta c/\delta t = D \nabla^2 c + \lambda [^{40}\text{K}]_0 \exp(-\lambda t), \quad (1)$$

где c – концентрация радиогенного аргона, D – коэффициент диффузии, ∇ – градиент концентрации, λ – скорость распада ^{40}K , $[^{40}\text{K}]_0$ – его концентрация в начальный момент времени. Зависимость коэффициента диффузии от температуры определяется уравнением Аррениуса:

$$D = D_0 \exp(-E/RT), \quad (2)$$

где D_0 – предэкспоненциальный фактор, E – энергия активации, R – газовая постоянная, T – абсолютная температура. Моделирование проведено с использованием программного алгоритма Diffarg [Wheeler, 1996]. Расчеты производились с привлечением кинетических параметров диффузии аргона в

биотите, роговой обманке, полученных экспериментально в гидротермальных условиях [Harrison, 1981; Harrison et al., 1985]. Размерность эффективных диффузионных доменов принята равной 0.15 мм для биотита и 0.5 мм – для роговой обманки.

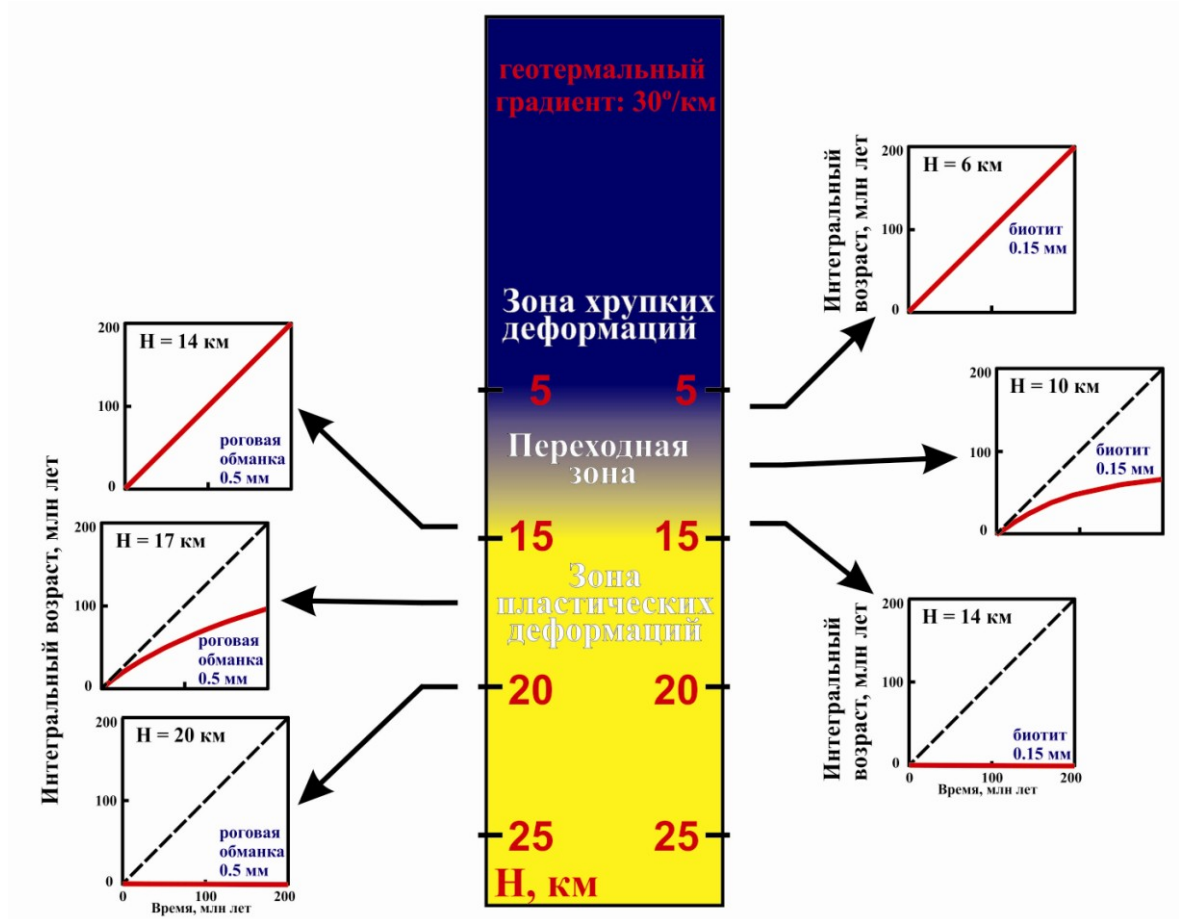


Рис. 1.3. Зависимость K/Ar ($^{40}Ar/^{39}Ar$ интегрального) возраста биотита и роговой обманки от времени для различных глубин при геотермальном градиенте $30^\circ/\text{км}$ по результатам численного моделирования с использованием программного алгоритма Diffard [Wheeler, 1996].

На рис. 1.3 видно, что до тех пор, пока порода находится на глубинах более 14 км, накопления радиогенного аргона в биотите не происходит – изотопная система остается полностью открытой. Окончательное закрытие изотопной системы происходит тогда, когда порода находится на глубине 5-7 км, либо меньшей. Следует обратить внимание, что эта граница соответствует эффективной температуре закрытия порядка 200°C – значительно меньшей значений, рассчитанных для случаев непрерывного охлаждения породы ($330 \pm 30^\circ\text{C}$) [Hodges,

2004]. Для роговой обманки таким граничным уровнем будет глубина 14-16 км, эффективная температура закрытия - ~ 420 °С. Принятое при расчетах значение геотермального градиента $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$ соответствует активной геодинамической обстановке [Stuwe, 2007], характеризующейся утолщенной при орогенезе корой, либо повышенной магматической активностью. В случае спокойной, платформенной обстановки значение геотермального градиента ниже – $15\text{-}20^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Соответственно, полное закрытие К/Аг изотопной системы в биотите, роговой обманке произойдет на больших глубинах.

Таким образом, в эволюции высокоградных метаморфических пород датировкам, полученным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболу, биотиту могут быть сопоставлены соответствующие области на Р-Т диаграмме. Они охватывают диапазон температур закрытия от значений, соответствующих экспонированию на фиксированной глубине до значений, рассчитанных по формуле Додсона в предположении остывания породы с некоторой скоростью [Dodson, 1973; Hodges, 2004]. Значения давлений рассчитаны по литостатическому градиенту для рассматриваемых выше диапазонов глубин, соответствующих закрытию К/Аг изотопной системы биотита, амфибола.

В качестве основных полигонов для отработки описанного выше подхода в ходе многолетних исследований послужили Ольхонский регион (Западное Прибайкалье) и Кокчетавский регион (Северный Казахстан).

1.5. Центрально-Азиатский складчатый пояс

Построение геодинамических моделей формирования аккреционно-коллизийных орогенов, их классификация и диагностические признаки, а также взаимосвязь метаморфизма, магматизма и структурных деформаций в ходе орогенеза являются фундаментальными проблемами в науках о Земле [Condie, 1976; Добрецов, 1981; Хаин, Лобковский, 1990; Моссаковский и др., 1993; Добрецов и др., 1994; Sengör, 1991; Sengör, et al., 1993; 1996; Скляр и др., 1996; Розен, Федоровский, 2001; Владимиров и др., 2003]. Ключевое звено в их решении – оценка длительности орогенеза в целом и его отдельных этапов, скорости горообразования и развала (коллапса) горноскладчатых сооружений.

Центрально-Азиатский (Урало-Монгольский) складчатый пояс расположен между Восточно-Европейской (Русской) платформой на северо-западе, Сибирской – на северо-востоке и Таримской и Северо-Китайской платформами на юге [Хаин, 2001; Добрецов, 2003]. Пояс возник на месте Палеоазиатского океана, эволюция которого отразилась в многократных тектонических перестройках и возникновении разновозрастных структур пояса. История Палеоазиатского океана в общей сложности охватывает временной диапазон в 800 млн лет, начиная с раскола Лавразии 900—1000 млн лет назад до окончательного его закрытия в позднем палеозое [Хаин, 2001; Добрецов, 2003]. Обоснованием существования большого океана послужило большое количество новых геологических и геохронологических данных.

1.4.1. Модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса

Существует несколько принципиально различающихся подходов к объяснению эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса. В соответствии с первым подходом, геология пояса интерпретируется по аналогии с современной Западной Пацификой, в терминах роста и аккреции островных дуг, океанических островов, океанических плато, аккреционных призм и/или микроконтинентов [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Федоровский и др., 1995; Yin and Nie, 1996; Wang and Liu, 1986; Buslov et al., 2001; 2004; Badarch et al., 2002; Laurent-Charvet et al., 2003; Khain et al, 2003; Kuzmichev et al, 2001 и другие]. При этом авторы исходят из следующих ключевых предпосылок: а) в Палео-Азиатском океане происходили формирование и последовательная аккреция к границам Сибири, Балтики большого количества разновозрастных островных дуг; б) несколько докембрийских блоков отделилось от границ суперконтинента Гондвана и/или Сибири и дрейфовало до момента соединения с растущими аккреционными областями.

Часть авторов [Зоненшайн и др., 1990; Коваленко и др., 1999; Козаков и др., 2001; Ярмолюк и др., 2003] обосновывают представление о принадлежности каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса к аккреционному супертеррейну, который возник независимо от Сибирской платформы в результате столкновения (аккреции) системы венд-кембрийских островных дуг, задуговых

бассейнов и расположенных между ними террейнов докембрийского формирования с группой океанических островов и лавовых плато, фиксирующих горячее поле мантии. Объединение супертеррейна с Сибирским кратоном произошло позднее этого события по сдвиговой границе типа трансформного разлома [Ярмолюк и др., 2003].

В соответствии со следующим подходом, рассматривается часть Центрально-Азиатского орогенного пояса, сформировавшаяся в диапазоне времени от нижнего кембрия до верхней перми, названная Алтаидами [Sengor et al., 1993; Sengor, Natal'in, 1996]. Авторы исходят из следующих предпосылок: а) Развитие Алтаид связано только с формированием вдоль внешних границ байкалид и пред-уральского орогена единственной Кипчак-Тувинно-Монгольской островной дуги (длиной 7 000 км); последующий откат островной дуги в кембрии – среднем силуре привел к росту Ханты-Мансийского задугового океана; вращение Сибирского и Балтийского континентов привело к удвоению островной дуги за счет крупномасштабных сдвиговых перемещений, ороклинальному смятию и, в конечном итоге, закрытию задугового океана в позднем карбоне; б) несколько докембрийских блоков были отделены в процессе рифтогенеза от границ Сибири, Балтики, но ни одного – от Гондваны. Последняя модель была модифицирована Якубчуком с соавторами [Yakubchuk et al., 2005; Yakubchuk, 2002; 2004] за счет увеличения числа островных дуг и задуговых бассейнов, при этом больше внимания уделено процессам коллизии, металлогенеза и меньше – проявлениям сдвиговых деформаций.

Некоторые авторы рассматривают модели тектоники плит с учетом интегральной динамики их границ, их плавучести, скоростей океанического спрединга и основных тектонических, магматических событий [Пучков, 2003; Stampfli, Borel, 2002].

Западная часть ЦАСП образовалась во время раннепалеозойской коллизии Кокчетавского и Алтае-Монгольского террейнов с Сибирским кратоном [Добрецов, Буслов, 2007]. Эволюция центральной части ЦАСП включает несколько стадий коллизии между Казахстанским, Таримским континентами и континентальными блоками меньшего размера, например, Джунгарским, которые привели к формированию Китайского Алтая и Тянь-Шаньского орогенных поясов [Gao et al., 1995, 1998; Xiao et al., 2004; Charvet et al., 2007; Kroner et al., 2007, 2008; Lin et al.,

2009; Biske and Seltmann, 2010]. Восточная часть ЦАСП сформировалась во время среднепалеозойской коллизии Тувино-Монгольского террейна с Сибирским кратоном [Диденко и др., 1994] и позднепалеозойской – раннемезозойской коллизии Северного Китая с Сибирским кратоном [например, Meng et al., 2010]. Палеозойские син- и постколлизионные и внутриплитные гранитные интрузии [Kovalenko et al., 2001; Ярмолук, Коваленко, 2003] распределены в основном в северной части ЦАСП (трансбайкалье).

Большая часть континентальных блоков Центральной Азии имеют кристаллическое основание, считавшееся докембрийским. В некоторых случаях этот возраст подтвержден изотопным датированием, но для многих других блоков этот возраст основывается всего лишь литологических/структурных взаимоотношениях. Привлечение современных методов изотопного датирования показало, что предшествующие обоснования докембрийского фундамента не всегда правомерны. Изотопное датирование фанерозойских гранитоидов ЦАСП, выполненное в течение последних 10 лет, позволило исследователям предложить генеральный сценарий массового формирования ювенильной коры при ограниченном влиянии древних микроконтинентов [e.g., Sengor et al., 1993; Kovalenko et al., 2004; Jahn et al., 2004]. Местами докембрийские гнейсы в результате датирования оказались мезозойскими или даже моложе [Webb et al., 1999, Salnikova et al., 2001, Wilde and Wu, 2001; Gladkochub et al., 2008].

Существование нескольких значительно различающихся представлений об эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса свидетельствует об ограниченности данных о палеогеографии, кинематике, возрасте и термической истории составляющих его блоков, поясов.

1.4.2. Характеристика изотопно-геохронологической изученности ЦАСП

Выделение и корреляция этапов эволюции ЦАСП производится на основе исследований таких маркеров, как офиолиты, метаморфические комплексы (эклогит-глаукофансланцевые, гранулитовые и др.), а также соответствующих практически всем стадиям формирования ЦАСП гранитоидных батолитов различного состава. Интересы исследователей в последнее время, в первую очередь, были направлены на определение возраста формирования, источников вещества перечисленных объектов

ЦАСП. Как результат, наиболее интенсивно использовались U/Pb датирование по циркону, изохронное Sm/Nd и Rb/Sr датирование. При этом, случаи, когда для исследований комплексом методов, либо по набору минералов использовался один и тот же образец, либо отбор образцов производился в пределах одного обнажения, являются редким исключением.

Уникальная информация о метаморфической истории индикаторных пород на стадии подъема, охлаждения, о возрасте средне- и низкотемпературных тектонических событий, возрасте формирования и выведения к поверхности plutonic пород может быть получена на основе термохронологического подхода. Подобные исследования в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, к сожалению, не проводились систематически, носили фрагментарный характер. В качестве примеров пионерских работ можно привести исследования метаморфических комплексов ультравысокого давления Кокчетавского, Максютковского [сводки изотопно-геохронологических данных: Добрецов и др., 2006; Лепезин и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013], комплексов метаморфических ядер кордильерского типа в Забайкалье [Скляр и др., 1997], бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) [Травин и др., 2001] и другие.

С учетом сказанного приходится констатировать, что имеющиеся сегодня геохронологические данные для реперных объектов ЦАСП как правило, не позволяют интерпретацию их в терминах термических историй и, соответственно исключает возможность реконструкции продолжительности, интенсивности аккреционных, коллизионных, постколлизионных событий и, в конечном итоге, построения корректных геодинамических моделей формирования ЦАСП.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКИ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

2.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод

ОСНОВЫ

Этот метод был предложен Меррихью и Турнером [Merrihue C.M., Turner G, 1966] как модернизированный вариант K/Ar метода. Схема распада, на которой основываются K/Ar и производный от него $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы датирования (**рис. 2.1**), является разветвленной [Backinsale and Gale, 1969]. Помимо распада ^{40}K в ^{40}Ar необходимо учитывать и β^- -распад в ^{40}Ca . Для распада ^{40}K в ^{40}Ar зафиксировано две моды – это а) электронный захват и превращение в возбужденное ядро ^{40}Ar , которое переходит в основное состояние испуская γ -квант с энергией 1.46 МэВ; б) позитронный (β^+) распад в возбужденное ядро ^{40}Ar , которое переходит в основное состояние испуская 2 γ -кванта с энергией 1.02 МэВ. Кроме этого [Backinsale and Gale, 1969] рассматривают гипотетический прямой распад ^{40}K в основное состояние ^{40}Ar без испускания γ -кванта. Оценки активностей, характеризующие моды распада ^{40}K , приведены в [Backinsale and Gale, 1969]. Эти данные совместно с уточненной атомной распространенностью ^{40}K [Garner et al., 1975] были использованы для вычисления констант, рекомендованных в [Steiger, Jager, 1977]. Значения констант и коэффициентов ветвления приведены на **рис. 2.1**.

Для определения K/Ar возраста необходимо измерение концентраций радиогенного аргона $^{40}\text{Ar}^*$, и ^{40}K , отношение которых входит в формулу расчета возраста (1 на **рис. 2.2**). Химические свойства этих изотопов диктуют необходимость их измерения с помощью различных методов в отдельных навесках, что схематически показано на **рис. 2.2**. Для определения ^{40}K , как правило, используется пламенная фотометрия, либо метод изотопного разбавления, основанный на термоионизационном твердофазном масс-спектрометре.

Концентрация $^{40}\text{Ar}^*$ измеряется с помощью метода изотопного разбавления, основанного на вакуумной дегазации образца, очистке выделенного аргона и измерении на газовом масс-спектрометре. Минимальная величина навесок определяется требованием их представительности. Как правило, по причине природной геохимической дисперсии навеска образцов должна быть не меньше нескольких миллиграмм, а подчас значительно больше.

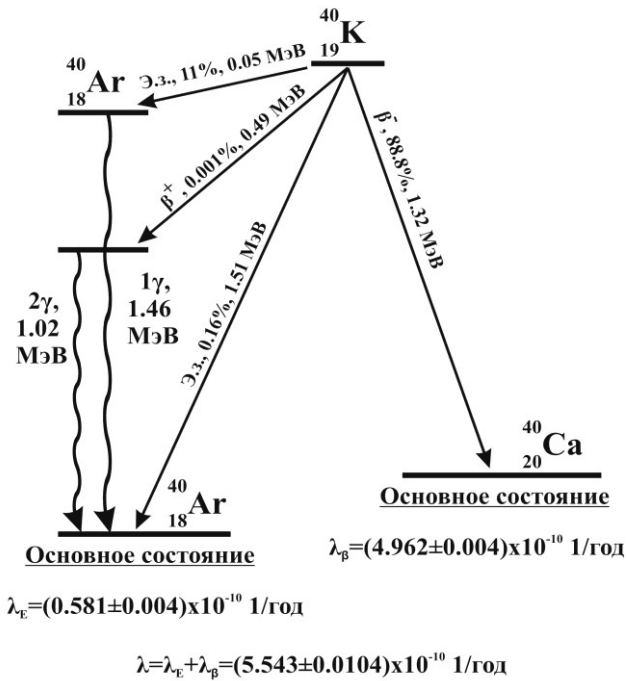


Рис. 2.1. Схема распада ^{40}K . Снизу приведены значения λ_{ϵ} - константы распада ^{40}K в ^{40}Ar с электронным захватом, λ_{β} - β^{-} распада ^{40}K в ^{40}Ca и λ - полной константы распада по [Steiger and Jager, 1977].

Основным преимуществом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода является возможность определения возраста на основе отношения $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, где ^{39}Ar образуется на K в результате облучения образца быстрыми нейтронами (рис. 2.2). Для этого достаточно выделить аргон из образца в вакууме, очистить и измерить его изотопный состав на газовом масс-спектрометре. Величина J в формуле расчета $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста, характеризующая поток нейтронов, может быть определена с помощью мониторов - образцов известного возраста, облучаемых совместно с исследуемым образцом.

В этом варианте снимается ограничение минимальной навески, связанное с геохимической дисперсией. Количество необходимого для исследования вещества определяется только чувствительностью масс-спектрометра и фоном установки. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод обладает значительно лучшей точностью, чем K/Ar .

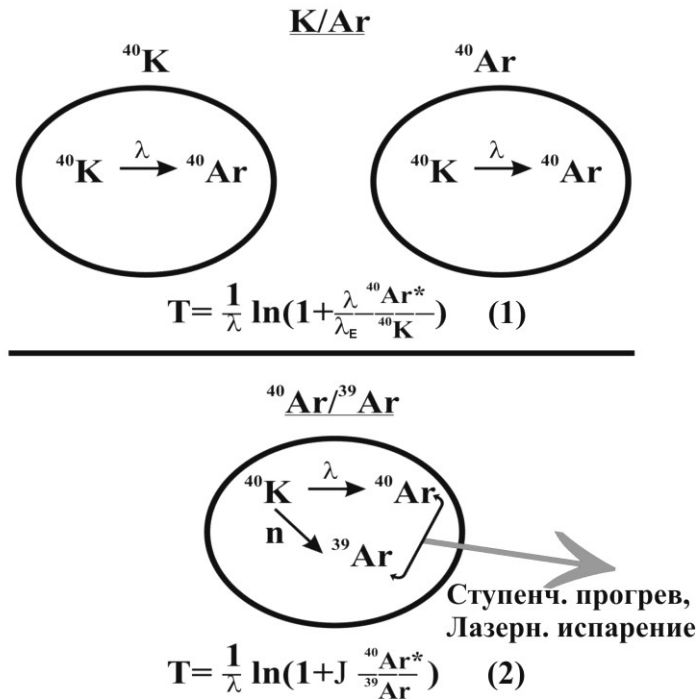


Рис. 2.2. Схема, демонстрирующая преимущества $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода по отношению к K/Ar.

Это связано с тем, что для расчета возраста используется определенное в одном опыте изотопное отношение (2 на рис. 2.2), а не отношение измеренных в разных опытах концентраций.

Методика $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования

Существующие методики $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования различаются по способу выделения аргона из образцов: а) ступенчатый прогрев, б) испарение или абляция вещества с помощью лазера.

В лаборатории радиогенных и стабильных изотопов ИГМ для проведения $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований методом ступенчатого прогрева используется кварцевый реактор с малоинерционной печью внешнего прогрева (6 на **рис. 2.3**) [Травин и др., 2009]. Образцы, завернутые в никелевую фольгу, после предварительной дегазации в стеклянной «елочке» (3 на **рис. 2.3**) с помощью магнита помещаются в реактор (4 на **рис. 2.3**). Одним из основных преимуществ системы является возможность удаления после проведения ступенчатого прогрева до 1300°C отработанных образцов из реактора с помощью магнита, поскольку расплав остается внутри никелевой

оболочки. Это позволяет, с одной стороны, минимизировать бланк установки (не больше, чем 5×10^{-10} нсм³ ⁴⁰Ar за 20 мин при 1200°C), с другой – на порядок увеличивает рабочий ресурс реактора. Для контроля температуры используется хромель-алюмелевая термопара (5 на **рис. 2.3**). Поскольку термопара располагается вплотную к образцу в зоне максимального прогрева, точность контроля температуры каждой ступени, при использовании внешней печи, составляет $\pm 3^\circ\text{C}$, что значительно лучше по сравнению с используемыми в большинстве лабораторий системами «двойного вакуума» [Такаока, 1976; Staudacher et al., 1978].

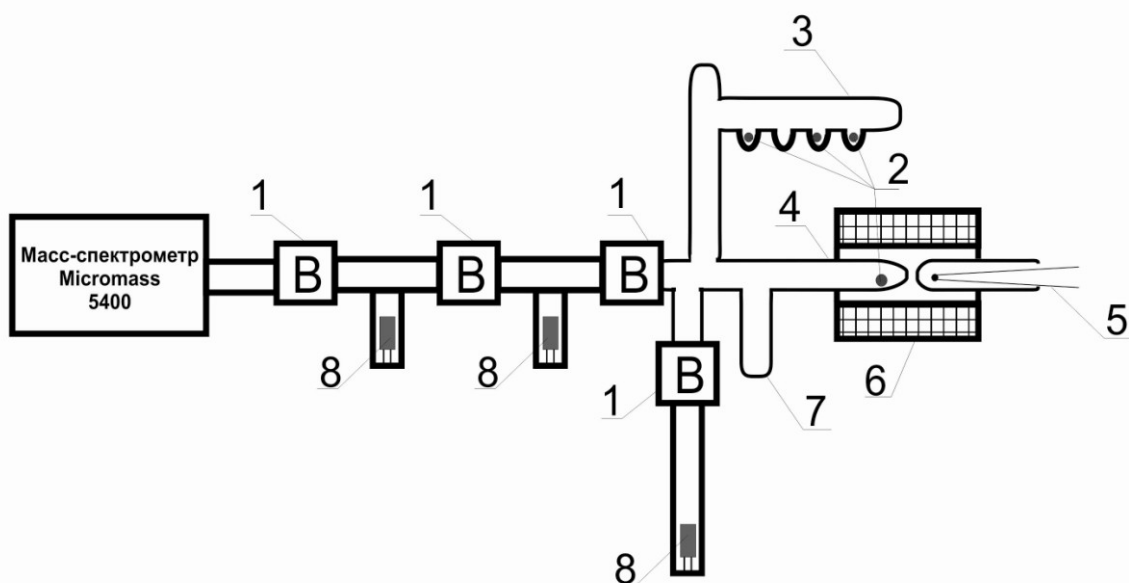


Рис. 2.3. Принципиальная схема установки экстракции, очистки и измерения аргона с масс-спектрометром Micromass 5400. 1 - вакуумный вентиль; 2 - образец, завернутый в Ni-фольгу; 3 - стеклянная елочка для предварительной дегазации образцов при 150°C; 4 - кварцевый реактор; 5 - хромель-алюмелевая термопара; 6 - печь для внешнего нагрева образца; 7 - Ti-геттер для предварительной очистки аргона (при 700°C); 8 - два SAES геттера (Zr-V) для очистки аргона.

Во время облучения изотопы аргона образуются не только на K, но и на Ca, Cl (**рис. 2.4**). Наличие этих изотопов превращается из искажающего фактора в преимущество метода, если параллельно с исследуемыми образцами подвергнуть облучению соли K, Ca и определить по ним изотопный состав образующегося на этих элементах аргона. В результате для каждой порции выделяемого из образца газа появляется возможность рассчитать не только возраст, но и набор элементных отношений – Ca/K, Cl/K, Cl/Ca, что позволяет контролировать минералогическую однородность исследуемого образца.



Рис. 2.4. Источники аргона в образце после иррадиации.

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований методом ступенчатого прогрева представляют в виде спектров возрастных, Ca/K, Cl/K отношений. В качестве примера на **рис. 2.5** показаны возрастная и Ca/K спектры, полученные для амфибола из субщелочных гранитоидов северо-западного Таймыра (Vernikovsky et al., 2003).

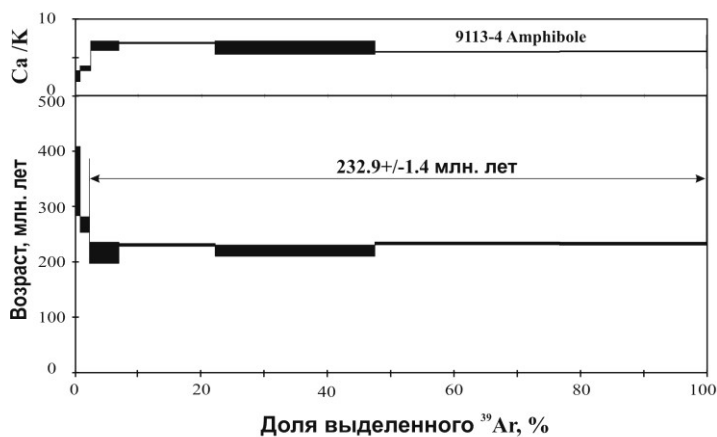


Рис. 2.5. Возрастной и Ca/K спектры для амфибола из субщелочных гранитоидов северо-западного Таймыра (Vernikovsky et al., 2003).

Ошибка $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода

Среди основных источников ошибки при определении возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом можно перечислить следующие: а) ошибка констант распада; б) ошибка возраста монитора; в) ошибка калибровки нейтронного потока; г) аналитическая ошибка определения отношения $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$; д) ошибка корректировки на

атмосферный аргон. Первые две из перечисленных относятся к систематическим (внешним), остальные – к статистическим (в основном инструментальным) ошибкам.

Ошибка определения констант распада учитывается при сравнении $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок с данными других методов. Неопределенности λ_E , λ_B , λ по [Steiger and Jager, 1977], составляющие соответственно 0.69%, 0.18% и 0.18%, относительно велики по сравнению с неопределенностью константы распада ^{238}U , составляющей 0.05% [Mattinson, 1987]. Следует заметить, что рекомендованные [Steiger and Jager, 1977] величины констант расходятся, начиная по крайней мере с 1990 г., с величинами, используемыми в ядерной физике и химии [Endt, 1990; Audi et al., 1997; Иванов, 2006]. Дальнейшее их уточнение возможно с помощью:

1) измерения соотношения дочернего и материнского изотопов в образцах, возраст которых определен другим, в основном - U/Pb методом. Этот подход основывается на следующих предположениях: а) одновременности закрытия K/Ar и U/Pb изотопных систем в образце; б) отсутствия потери Ar, Pb, избыточного Ar;

2) прямого измерения количества продуктов распада ^{40}K .

В качестве мониторов в $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методе могут использоваться первичные и вторичные стандарты. Возраст первичных стандартов определен с помощью K/Ar метода (Renne et al., 1994; Hilgen et al., 1997). Возраст вторичных базируется на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ калибровке относительно первичных (Baksi et al., 1996; Renne et al., 1998). Вторичные стандарты используются значительно чаще по следующим причинам: а) они могут обеспечить более точные датировки; б) количество первичных стандартов, как правило, ограничено, что не позволяет использовать их в рутинном анализе в качестве мониторов; в) не всегда находятся первичные стандарты, возраст которых сопоставим с возрастом исследуемых образцов.

В качестве монитора в лаборатории Изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН уже более 20 лет [А.В. Травин, 1994] используется стандартный K/Ar образец мусковит МСА-11 (ОСО № 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 году. По результатам аттестации с участием 30 лабораторий он характеризуется содержанием радиогенного аргона $102.2 \pm 0.8 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, содержанием калия $7.68 \pm 0.18 \%$ и, соответственно, возрастом 313.8 ± 9 млн лет.

Для его калибровки в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора использовались международные стандартные образцы мусковит Bern 4m и биотит LP-6 [Baksi et al., 1996]. На **рис. 2.6** сопоставляются величины J , определенные для различных позиций в ампуле с помощью мусковита МСА-11 и названных стандартов. Видно, что разброс точек, с одной стороны, согласуется с диапазоном, соответствующим результатам аттестации МСА-11 К/Аг методом, а с другой – значительно уже.

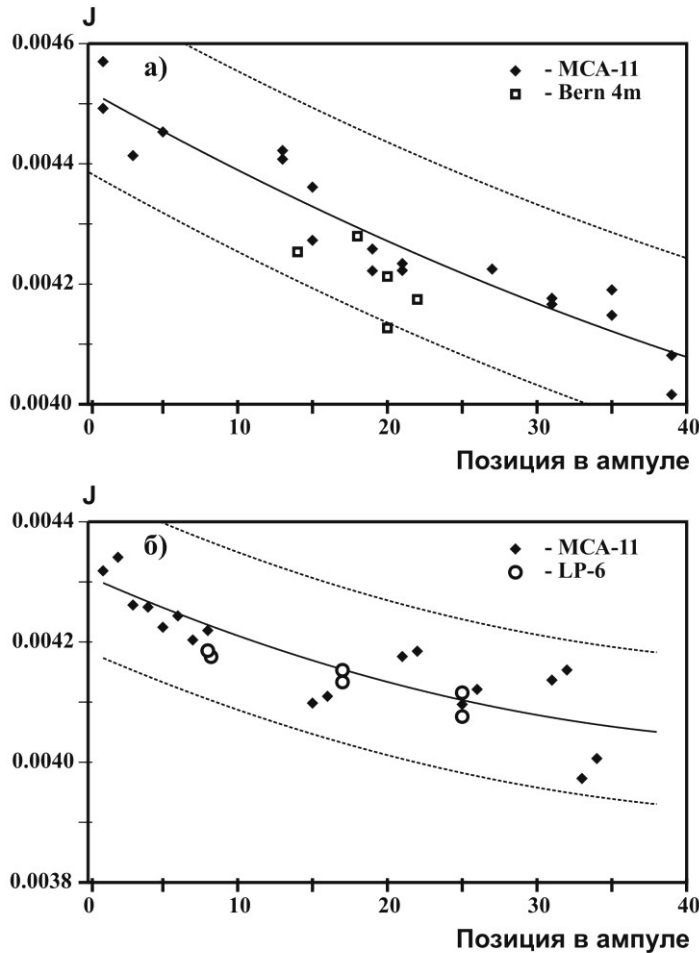


Рис. 2.6. Результаты определения величины J , характеризующей величину интегрального потока нейтронов, с помощью мусковита МСА-11 и международных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ стандартных образцов: а) мусковита Bern 4m, возраст 18.51 млн лет [Baksi et al., 1996]; б) биотита LP-6, возраст 128.1 млн лет [Baksi et al., 1996]. Сплошной и пунктирными линиями показано поле значений J в доверительном интервале 95%, определенное с помощью мусковита МСА-11 при использовании его К/Аг возраста 313.8 ± 9 млн лет.

Таким образом, с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ стандартов оказалось возможным определить возраст мусковита МСА-11 с лучшей, чем в К/Аг методе, точностью.

Возраст мусковита подбирался таким, чтобы сумма квадратов отклонений точек, соответствующих мусковиту Vern 4m или биотиту LP-6, от кривой, соответствующей МСА-11, была минимальной. На **рис. 7** сопоставляются результаты такой калибровки.

В качестве возраста мусковита МСА-11 нами было принято среднее результатов его калибровки с помощью мусковита Vern 4m и биотита LP-6, которое составило 311.0 ± 1.5 млн лет.

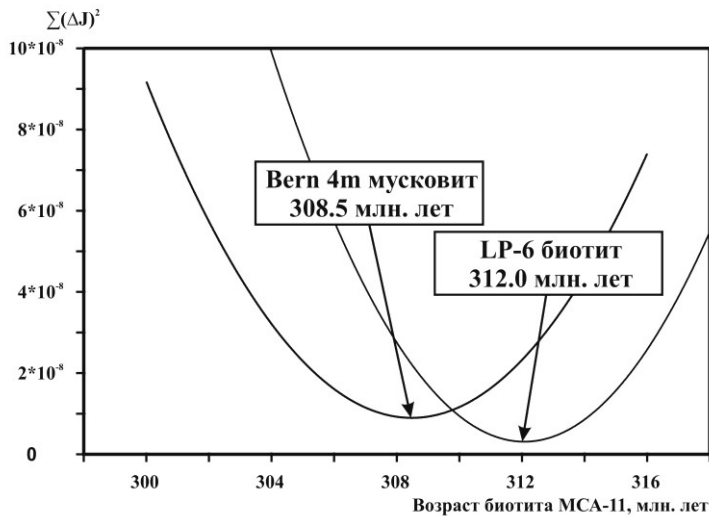


Рис. 2.7. Сопоставление результатов калибровки мусковита МСА-11 с помощью международных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ стандартных образцов мусковита Vern 4m и биотита LP-6.

Калибровка нейтронного потока

Для реактора Физико-технического института при Национальном исследовательском Томском политехническом университете градиент нейтронного потока в размере ампулы, содержащей 20-30 образцов, не превышает 10% (**рис. 2.6 а,б**). На размере одного образца это соответствует величине, значительно меньшей 0.5%. Контроль нейтронного потока обеспечивается с помощью навесок мониторов мусковитов МСА-11, Vern 4m и биотита LP-6, расположенных в ампуле так, что в соседних позициях каждого образца находятся навески монитора. На **рис. 2.8** показаны результаты определения зависимости величины J от позиции в двух различных ампулах. Видно, что во втором случае (**рис. 2.8 б**) разброс экспериментальных точек заметно больше, что, по всей вероятности, связано с худшей работой масс-спектрометра и системы очистки выделенного аргона.

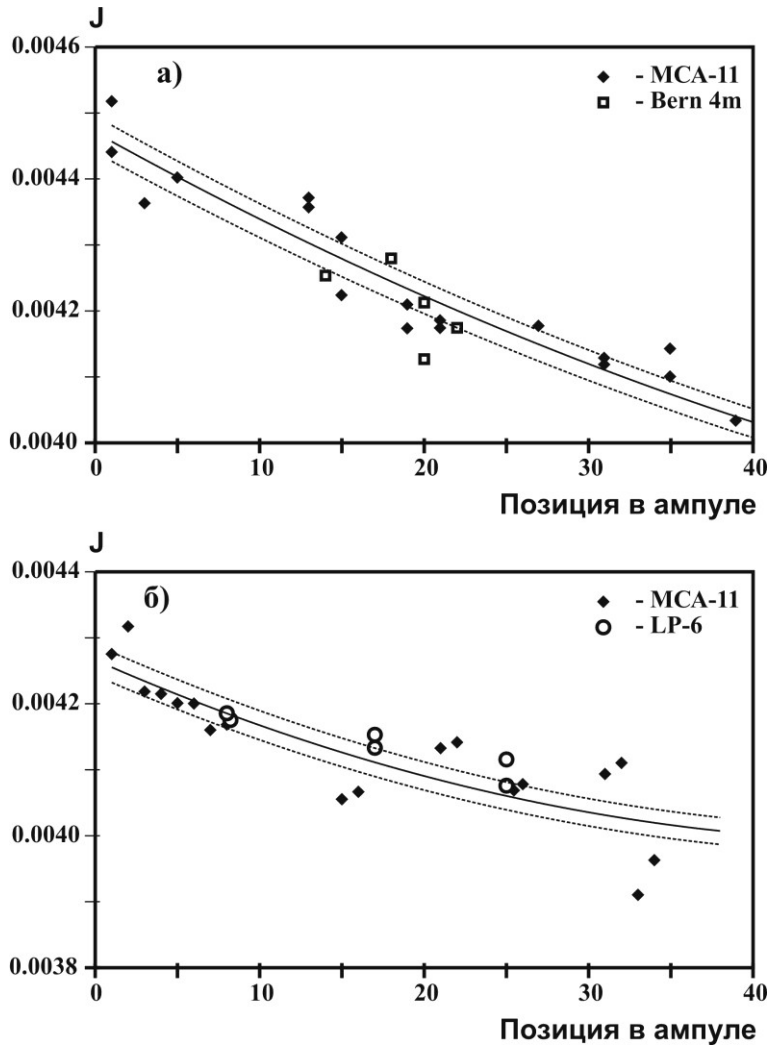


Рис. 2.8. Результаты определения величины J с помощью мусковита МСА-11 и международных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ стандартных образцов: а) мусковита Bern 4m; б) биотита LP-6. Сплошной и пунктирными линиями показано поле значений J в доверительном интервале 95%, соответствующее принятому значению возраста мусковита МСА-11 310.5 ± 1.5 млн лет.

Из представленных данных можно сделать вывод о том, что основными факторами, лимитирующими точность определения J , являются:

а) ошибка калибровки мусковита МСА-11 с помощью международных стандартных образцов; б) разброс измеряемых значений $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, который может быть связан как с качеством работы системы очистки и масс-спектрометра, так и с гетерогенностью самого мусковита МСА-11.

Внутренние критерии достоверности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста

Благодаря возможности дифференцирующего выделения аргона из образцов с помощью методики ступенчатого прогрева, появляется возможность интерпретации спектров значений возрастов и Ca/K, Cl/K отношений с использованием внутренних критериев достоверности полученного возраста.

Общепринятым при интерпретации возрастных и Ca/K спектров является метод возрастного плато [Fleck et al., 1977]. По методу плато рассчитывается средний взвешенный возраст для нескольких последовательных (не менее трех) температурных ступеней. Для входящих в плато ступеней должны выполняться следующие условия: а) разница возрастных значений между любыми двумя из них не должна превышать $K = 1.96 * \sqrt{(\sigma_1^2 + \sigma_2^2)}$; б) они характеризуются согласующимися Ca/K отношениями (минералогический критерий); в) им соответствует не менее 50% выделенного ^{39}Ar .

Пример четкого плато, выделенного в возрастном спектре амфибола из субщелочных гранитоидов северо-западного Таймыра [Vernikovskiy et al., 2003], показан на **рис. 2.5**.

В тех случаях, когда исследуемые образцы характеризуются возрастной гетерогенностью, сложной термической историей, полезная информация может быть получена по промежуточным плато, выделяемым в возрастном спектре с помощью менее жестких критериев. Например – при значительно меньшей 50% доле выделенного ^{39}Ar . В спектре биотита из гранитной жилы (**рис. 2.9**), секущей габбро Бирхинского массива (Приольхонье), выделено два промежуточных плато, значения возраста которых соответствуют датировкам, полученным по другим образцам и соответствуют, по всей видимости, реальным геологическим событиям [Юдин и др. 2005].

Проявление в возрастном спектре разновозрастных генераций биотита может быть связано с наличием в нем доменов различного размера и, соответственно, характеризующихся различной устойчивостью K/Ar изотопной системы [Yudin et al., 2002].

При расчете возраста каждой температурной ступени спектра предполагается, что аргон в минерале состоит из двух компонент – радиогенный $^{40}\text{Ar}^*$, накопившийся в минерале за счет спонтанного распада; аргон атмосферного

изотопного состава (рис. 2.4). Это предположение выполняется не всегда. K/Ar изотопная система минералов может оставаться открытой к обмену с вмещающей средой некоторое время после их формирования.

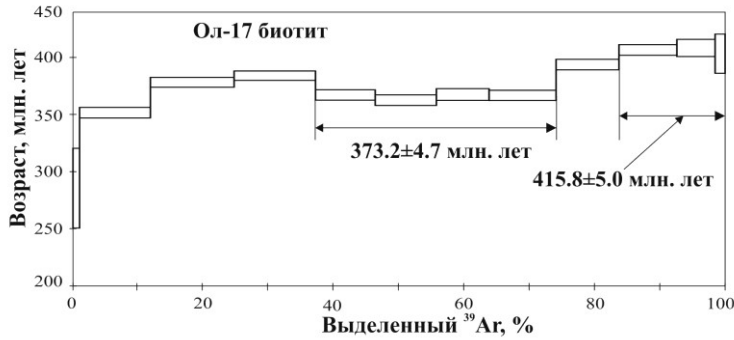


Рис. 2.9. Возрастной спектр для биотита из гранитной жилы, секущей габбро Бирхинского массива (Приольхонье) [Юдин и др. 2005].

Поскольку на больших глубинах при повышенных температурах из минералов вмещающих пород происходит выделение накопившегося в них радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$, изотопный состав аргона, захваченного новообразованным минералом, может быть значительно выше атмосферного. Для идентификации и учета его присутствия в минерале чаще всего используется корреляционная диаграмма, предложенная Роддиком [Roddick, 1978]. Ее эффективность можно продемонстрировать на примере амфибола из фенокристов комтонитовой дайки (нагорье Сангилен) (рис. 2.10).

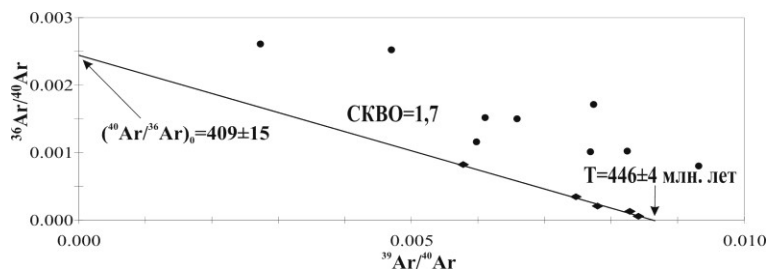


Рис. 2.10. Изохронная диаграмма для амфибола из фенокристов комтонитовой дайки (нагорье Сангилен) (Изох и др., 2001).

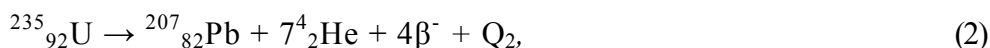
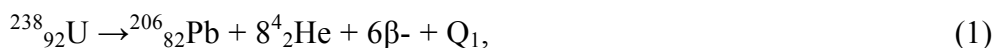
Пять ступеней высокотемпературной части спектра формируют на изохронной диаграмме линейный тренд. По значению, отсекаемому этим трендом на оси ординат диаграммы, рассчитан изотопный состав захваченного амфиболом аргона, значение которого значительно выше атмосферного. В то же время

изохронный возраст, рассчитанный по значению, отсекаемому на оси абсцисс, совпадает с возрастом, фиксируемым методом возрастного плато по флогопиту из фенокритов. На основании совпадения датировок двух минералов из фенокритов авторами был сделан вывод о возрасте дайки, равном 441.3 ± 1.1 млн лет.

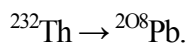
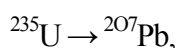
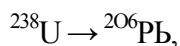
2.2. U/Pb метод

Теоретические основы U-Th-Pb датирования

U-Th-Pb метод изотопного датирования основан на спонтанном распаде радиоактивных ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th с образованием стабильных изотопов свинца. Изотопы ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th являются материнскими для цепочек радиоактивных дочерних продуктов (^{231}Th , ^{211}Pb , ^{207}Tl и другие), заканчивающихся стабильными изотопами ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb соответственно. Эти цепочки распада могут быть записаны в следующем виде:



где Q_i представляет собой сумму энергий распада для всего ряда [Wetherill G.W., 1966]. Периоды полураспада ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th намного больше, чем у их дочерних продуктов. Таким образом, вышеупомянутые радиоактивные ряды удовлетворяют необходимому условию для установления векового равновесия, при котором скорость распада дочернего продукта равна скорости распада родительского. Если минерал представляет собой замкнутую систему и в нем существует вековое равновесие, скорости распада промежуточных дочерних продуктов равны таковым в соответствующих материнских веществах. Поэтому распад изотопов U и Th в минералах приводит к образованию соответствующих изотопов Pb:



Свинец имеет четыре природных изотопа: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb и ^{204}Pb . Последний не является радиогенным и используется в качестве стабильного изотопа. Изотопный

состав Pb в минералах, содержащих U и Th, может быть выражен в виде трех уравнений:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) * (e^{\lambda_1 t} - 1), \quad (4)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) * (e^{\lambda_2 t} - 1), \quad (5)$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}) * (e^{\lambda_3 t} - 1), \quad (6)$$

где $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – изотопные отношения свинца в минерале во время анализа, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ – первичные изотопные отношения Pb, включенного в минерал во время его образования, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ – изотопные отношения в минерале во время анализа, λ_1 , λ_2 , λ_3 – константы распада ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th соответственно, и t – время, прошедшее после того, как минерал образовал замкнутую систему по отношению к U, Th, Pb и всем промежуточным дочерним продуктам.

Хотя U и Th содержатся во многих минералах, только немногие из них пригодны для датирования U-Th-Pb-методом. Минерал должен сохранять U, Th, Pb и промежуточные дочерние продукты и быть широко распространенным в различных породах. Минералом, лучше всего удовлетворяющим этим условиям, является циркон, имеющий очень высокие отношения U/Pb и Th/Pb. Однако могут использоваться также монацит, сфен, апатит и другие акцессорные минералы магматических пород.

Для того, чтобы датировать уран- и торийсодержащие минералы на основании уравнений (4) – (6), обычно определяют концентрации U, Th и Pb методом изотопного разбавления и измеряют изотопный состав Pb с помощью масс-спектрометра. Затем, используя допустимые значения для первичных изотопных отношений Pb, можно решить уравнения (4) - (6) относительно t :

$$t = (1/\lambda_1) * \ln[(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i) / ((^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) + 1)]. \quad (7)$$

Решив аналогичным образом другие уравнения, получим три независимые датировки, основанные на трех отдельных схемах распада. Если эти датировки будут согласующимися, то их можно интерпретировать как возраст минерала при выполнении следующих условий:

1. Минерал оставался замкнутым относительно U, Th, Pb и всех промежуточных дочерних продуктов на протяжении всей своей истории.

2. Для первичных изотопных отношений Pb выбраны правильные значения [Tatsumoto M., Knight R.J. and Allegre C.J., 1973; Chen J. H. and Wasserburg G.J., 1983].

3. Константы распада ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th известны с хорошей точностью.

4. Изотопный состав U – нормальный и не был изменен в результате изотопного фракционирования или природной цепной реакции, основанной на делении ^{235}U .

Константы распада природных долгоживущих изотопов U и Th были приняты Подкомиссией по геохронологии Международного союза геологических наук на 25-м Международном геологическом конгрессе в Сиднее, Австралия [Steiger R.H. and Jäger E., 1977]. Кроме того, Подкомиссия приняла для атомного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ значение 137.88. Эти значения используются всеми специалистами по изотопной геологии.

Во многих случаях датировки, вычисленные для уран- и торийсодержащих минералов, не согласуются. Причина, по-видимому, заключается в том, что не всегда минералы являются замкнутыми системами и могут терять или приобретать после кристаллизации Pb, U, Th или их промежуточные дочерние продукты. Влияние потери Pb на U/Pb - датировки может быть уменьшено, если вычислять датировку, основываясь на отношении $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Это отношение нечувствительно к потере Pb, так как потерянный Pb имел тот же самый изотопный состав, что и Pb, оставшийся в анализируемом минерале. Связь между отношением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и временем вытекает из различия периодов полураспада соответствующих материнских изотопов урана. Уравнение, выражающее эту связь, может быть выведено путем комбинации уравнений (4) и (5):

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i)}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i)} = (^{235}\text{U}/^{238}\text{U}) * \left[\frac{e^{\lambda_{207}t} - 1}{e^{\lambda_{235}t} - 1} \right] \quad (8)$$

Это уравнение имеет несколько интересных свойств. Оно включает отношение $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, которое представляет собой константу, равную в настоящее время 1/137.88 для урана с нормальным изотопным составом, характерным для Земли, Луны и метеоритов. Поэтому «датировка по $^{207}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}$ » может быть вычислена без знания концентрации U в минерале. Затем мы видим, что

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i)}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i)} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * , \quad (9)$$

где $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$ - отношение радиогенного ^{207}Pb к радиогенному ^{206}Pb . Это отношение может быть определено путем вычитания предполагаемых первичных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ из измеренных значений этих отношений. Таким образом, мы можем получить “датировку по 207-206” только на основании изотопного состава Pb в минерале, не зная его концентрации, используя уравнение

$$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* = (^{235}\text{U}/^{238}\text{U})^*[(e^{\lambda_2 t} - 1)/(e^{\lambda_1 t} - 1)]. \quad (10)$$

Радиоактивный распад природных изотопов U с образованием свинца предоставляет два независимых геохронометра. Уравнения распада изотопов урана (4, 5) могут быть переписаны в виде:

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = e^{\lambda_1 t} - 1, \quad (11)$$

$$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} = e^{\lambda_2 t} - 1. \quad (12)$$

Урансодержащие минералы, удовлетворяющие всем предпосылкам датирования, дают после решения уравнений (11) и (12) согласующиеся цифры возраста. С другой стороны можно использовать эти два уравнения для вычисления совместимых рядов отношений $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (абцисса) и $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (ордината) для фиксированных значений t. Это будут координаты точек, представляющих U/Pb-системы с согласующимися датировками на графике «конкордии» [Wetherill G.W., 1956].

При частичной потере радиогенного свинца в случае наложенного воздействия, точки, соответствующие различным фракциям (зернам) минерала, будут располагаться на прямой, называемой дискордией. Верхнее пересечение дискордии с конкордией дает возраст формирования минерала, а нижнее – возраст наложенного события.

Методики датирования циркона

При классическом датировании по навескам циркона, позволяющим достичь для гомогенных образцов максимальной точности до $n \cdot 10^{-2} \%$ [Stern&Amelin, 2003], в изотопных лабораториях используются методики выделения, воздушной абразии, химического разложения, предложенные Крогом [Krogh, 1973; 1982]. Всего лишь в нескольких лабораториях мира производится датирование по единичным зернам циркона [Lancelot et al, 1973; Krogh et al, 1993]. Для измерения изотопного состава

используются мультиколлекторные масс-спектрометры с термической ионизацией - TIMS.

Далеко не во всех случаях экспериментальные точки на диаграмме Везерилла формируют компактную область на конкордии или ложатся на прямолинейную дискордию. Это связано с тем, что в образцах могут содержаться зональные зерна цирконов, и/или цирконы с различной геологической историей. В этом случае информация о возрасте образца может быть получена с помощью методов, характеризующихся на 1-2 порядка худшей точностью, но пространственным разрешением до 20-30 мк: SHRIMP II - прецизионным вторично-ионным микрозондом высокого разрешения [Compston, Williams, Meyer, 1984; Матуков Д.И. и др., 2004]; методом масс-спектрометрии индукционно связанной плазмы с лазерной абляцией LA-ICP-MS [Gerdes&Zeh., 2006; Хубанов и др., 2015].

Оптимальным вариантом U/Pb датирования представляется использование классического TIMS датирования по цирконам одинакового генезиса, для которых обоснована изотопная однородность с применением SHRIMP II, LA-ICP-MS методов с высоким пространственным разрешением.

2.3. Внешние критерии достоверности изотопного возраста

Для орогенных областей континентальной коры характерно многостадийное развитие метаморфических, магматических процессов со значительным временным разрывом. В этих условиях цифры изотопного возраста для минералов и систем с различной устойчивостью будут распределены во временной шкале в зависимости от характера термической истории, интенсивности наложенных деформаций, гидротермальных воздействий. Событиям большей интенсивности (наложенный прогрев, резкое падение температуры и т.д.) будет соответствовать большее число датировок, поскольку повышается вероятность полного омоложения, закрытия системы. Соответственно, совпадение датировок различных минералов, изотопных систем значительно увеличивает вероятность того, что они соответствуют возрасту реального геологического события. На этом основаны критерии пары: совпадение K/Ar возраста двух (и более), обладающих хорошей сохранностью радиогенного аргона, минералов [Морозова, Рублев, 1987], совпадение K/Ar возраста двух (и более) минералов с различной способностью терять радиогенный аргон – «критерий

пары» [Шанин, 1979]. В последнее время для датирования пород с полициклической историей широко используется так называемый «мультисистемный» подход, основанный на применении нескольких изотопных систем (чаще всего – U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы). В общем случае в качестве окончательных критериев достоверности могут быть использованы следующие: а) согласованность относительной последовательности комплекса датировок с рядом устойчивости изотопных систем; б) согласованность датировок с наблюдаемой по геологическим, петрографическим данным последовательностью формирования пород, минералов.

ГЛАВА 3. ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦАСП

Высокобарические метаморфические породы присутствуют в составе большинства аккреционно-коллизионных комплексов, развитых как на современных окраинах континентов, так и в пределах внутриконтинентальных складчатых поясов [Liou et al., 1994; Добрецов, 1999; Добрецов, 2000]. Считается, что они образуются в зонах субдукции, коллизии на глубинах от 20 до 100 км и более. В настоящее время большое внимание уделяется процессам тектонического экспонирования высокобарических комплексов, как наиболее благоприятных объектов для построения P-T-d-t моделей, отражающих субдукционные процессы, инверсию геодинамического режима при переходе от субдукции к коллизии и собственно коллизионные процессы [Перчук и др., 1998; Складчиков и др., 2001; Добрецов, Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2003]. Поэтому метаморфические комплексы высокого и ультравысокого давления являются ключевыми для исследования процессов субдукции и аккреции в пределах складчатых поясов и, соответственно, для реконструкции истории формирования этих поясов. При решении этих проблем на первое место выходят изотопно-геохронологические оценки возраста и термической истории высокобарических комплексов. В пределах ЦАСП описаны метаморфические комплексы высокого давления в широком возрастном диапазоне (рис. 3.0). Среди них – эклогиты Актюзского блока в Северном Тянь-Шане – возраст 750 млн лет [Tagiri et al., 1995]; эклогиты Муйской глыбы – возраст (Sm/Nd метод) 650 млн лет [Шацкий и др., 1996]; высокобарические метабазиты Мало-Тагульского массива в пределах Бирюсинского тектонического блока – возраст (K/Ar метод) порядка 600 млн лет [Мехоношин и др., 1986]; алмазсодержащие породы Кокчетавского массива – возраст (U/Pb, Sm/Nd, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы) 530-510 млн лет [Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1999; Theunissen et al., 2000 и др.]; эклогиты в меланже Чаган-Узунских офиолитов на Алтае – возраст (K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы) 640-520 млн лет [Buslov et al., 2002]; глаукофановые сланцы Теректинского комплекса – возраст (K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы) 480-400 млн лет [Буслов, Травин, 1998; Волкова, Травин, Юдин, 2003]; эклогит-глаукофановые сланцы Чарской зоны сдвигов в Казахстане – возраст (K/Ar метод) 450-430 млн лет [Буслов и др., 2003];

эклогиты максютовского комплекса на Южном Урале – возраст (U/Pb, Sm/Nd, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы) 400-365 млн лет [Matte et al., 1993; Beane et al., 1995; Шацкий и др., 1997 и др.]. Важно заметить, что при геохронологических исследованиях высокobarических комплексов далеко не всегда датирование проводится сопоставимым набором методов. С другой стороны, даже в случае комплексов, детально изученных с использованием нескольких изотопных систем (например - максютовский), вопрос о возрасте высокobarического метаморфизма остается открытым. Это связано с отсутствием четких представлений о закономерностях поведения изотопных систем при высокobarическом метаморфизме, отсутствием единого общепринятого подхода к его датированию.

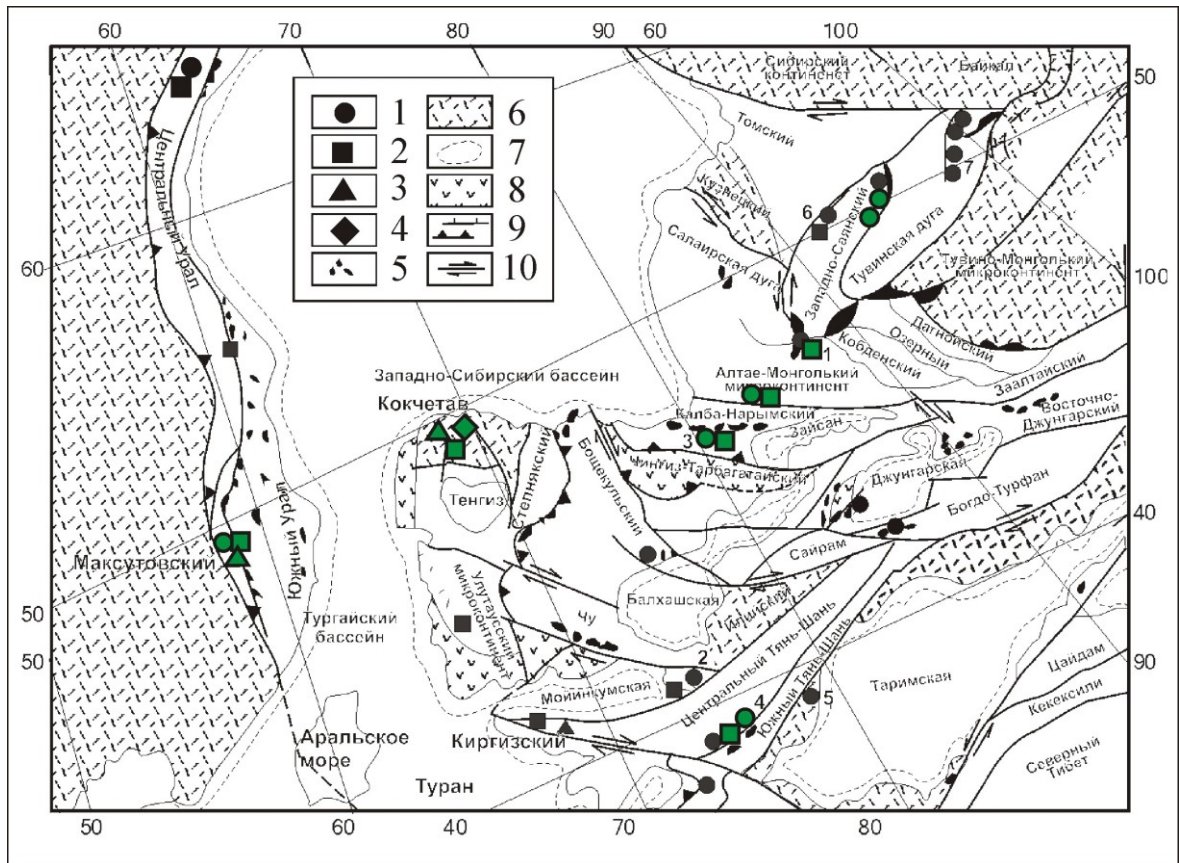


Рис. 3.0. Главные тектонические структуры Центральной Азии [Добрецов и др., 2005]. 1 – глаукофановые сланцы; 2 – эклогиты; 3 – коэсит; 4 – алмаз; 5 – офиолиты; 6 – докембрийские континенты и микроконтиненты (мк), 7 – позднепалеозойско-мезозойские впадины (вп), 8 – венд-кембрийские островные дуги (о.д.), 9 – надвиги, 10 – сдвиги. Некоторые комплексы пород высоких давлений: 1 – чаган-узунский, 2 – актюзский, 3 – чарский, 4 – атбашинский, 5 – аксуйский, 6 – борусский, 7 –

окинский. Зеленым цветом отмечены рассмотренные в работе высокобарические комплексы.

Для определения возраста высокобарических минеральных парагенезисов, основных этапов их экспонирования в верхние уровни земной коры с целью реконструкции геологических условий их формирования наряду с использованием комплекса таких локальных методов изотопного датирования, как $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в варианте лазерной абляции или ступенчатого прогрева по микронавескам, U/Pb (SHRIMP) по акцессорным минералам, требуется развитие особого подхода, учитывающего специфику метаморфических пород высокого давления. Получение достоверных возрастных данных невозможно без выявления основных факторов, контролирующих поведение изотопных систем при высокобарическом метаморфизме. Поэтому «прямое» датирование по единичным образцам высокобарических пород оказывается явно недостаточным. Для решения этой задачи в каждом конкретном случае представляется необходимым проведение специальных исследований. Суть предложенного нами «сквозного» изотопного датирования состоит в сравнительном изучении серии образцов а) одинакового петрохимического состава и первичного возраста, характеризующихся различными параметрами метаморфических преобразований; б) различающихся по составу, но испытавших одинаковую метаморфическую историю. Учитывая, что изотопный возраст нередко зависит от состава минерала, размера зерна, в ходе исследований необходим контроль этих параметров.

3.1. Эклогиты максютовского комплекса (Южный Урал)

Уральский ороген сформировался в результате косой коллизии Восточно-Европейской платформы с различными микроконтинентами в позднем палеозое [Zonenshain et al., 1984; Dobretsov et al., 1996; Puchkov, 1997]. Раннему этапу коллизии отвечает формирование расположенного на Южном Урале максютовского метаморфического комплекса. Он в виде полосы шириной 15-20 км протягивается в меридиональном направлении на расстояние более 200 км и на востоке граничит по главному Уральскому разлому с гипербазитами кимперсайского пояса, а на западе – тектонически совмещен с нижнепалеозойскими платформенными осадками. Комплекс состоит из двух толщ: нижняя толща представлена различного рода

сланцами, в том числе и глаукофансодержащими, с прослоями кварцитов и включениями многочисленных будин эклогитов, гранат-омфацитовых и оливин-энстатитовых пород; в составе верхней толщи преобладают метаграувакки и графитсодержащие сланцы с телами серпентинитов, metabазальтов и метагаббро.

По минеральным ассоциациям, составам минералов и минералогическим термобарометрам установлены условия метаморфизма пород нижней толщи: $P = 15-23$ кбар, $T = 550-700^{\circ}\text{C}$ [Beane et al., 1995; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Hetzel et al., 1998; Schulte, Blümel, 1999; Volkova et al., 2004]. С учетом находок псевдоморфоз кварца по коэситу [Чесноков, Попов, 1965; Добрецов, Добрецова, 1988], кубоидов графита по алмазу [Leech, Ernst, 1998], можно предположить, что давление на ранней стадии минералообразования могло достигать 27-32 кбар.

Изотопные определения возраста по различным породам и минералам рассматриваемого комплекса представлены в **табл. 3.1** (Приложение). Они получены несколькими методами и их величины варьируют от 390 до 365 млн лет. Для эклогитов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по фенгиту определен средний возраст $t_{\text{cp}} = 374.4$ млн лет (по четырем образцам, $t_{\text{max}} = 375.4$ млн лет, $t_{\text{min}} = 372.9$ млн лет); Rb/Sr методом по фенгиту и валовой пробе - $t_{\text{cp}} = 375.1$ (по 9 образцам, $t_{\text{max}} = 378.5$ млн лет, $t_{\text{min}} = 372.0$ млн лет); по U/Pb конкордии по рутилу - $377 \pm 2 - 384 \pm 4$ млн лет; Sm-Nd методом по гранату, фенгиту, пироксену, амфиболу и валовым пробам - от 366 ± 7 до 378 ± 13 млн лет; U/Pb методом SRIMP по циркону - 387.5 ± 4.1 млн лет. Для глаукофановых сланцев $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по фенгиту установлен возраст в интервале - $377.7 \pm 3.8 - 387.9 \pm 4.0$ млн лет. Для других пород возрастные датировки варьируют от 365 ± 2 (кварциты) до 377 ± 2 млн лет (графитсодержащие сланцы). Следует заметить, что из 26 изотопных определений возраста 21 относится к эклогитам, а для глаукофановых сланцев имеется всего лишь две датировки по фенгиту. Несмотря на большое количество изотопных определений, до сих пор имеются существенные разногласия относительно возраста высокобарного метаморфизма. Сложность интерпретации изотопных данных обусловлена тем, что породы комплекса частично подверглись воздействию наложенного метаморфизма фации голубых и зеленых сланцев. На основе обобщения геохронологических данных и результатов датирования трековым методом по апатиту была оценена скорость эксгумации комплекса - 0.3 - 1.5 мм/год. [Leech, Stockli, 2000].

Нами проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование фенгита и глаукофана, отобранных в зоне контакта химически контрастных сред - гранатового глаукофанита и омфацит-гранатовой породы из нижней толщи максютовского метаморфического комплекса, и анализу их термической истории [Травин и др., 2003; Лепезин, Травин и др., 2006].

Исследования базируются на изучении одного образца, отобранного из зоны контакта гранатового глаукофанита и омфацит-гранатовой породы. Из него была выпилена пластина размером $22 \times 11 \times 1$ см (**рис. 3.1а**), из которой, в свою очередь, перпендикулярно границе раздела пород выпиливались шлифы. В шлифах на рентгеноспектральном микроанализаторе САМЕВАХ Micro (Самеса, Франция) анализировались составы граната (по схеме край - центр - край зерна), омфацита, глаукофана и фенгита. Кроме того, составы фенгита и глаукофана определялись и в зернах, выделенных из протолочек, которые отбирались поперек контакта через 3-5 мм. Анализы производились в 5-7 зернах, причем в каждом зерне выполнялось не менее 5 определений, а их результаты усреднялись (**табл. 3.2**, Приложение). Размеры пластинок фенгита измерялись в шлифах по короткой и длинной осям, а также в каждой минеральной навеске, используемой для определения возраста.

Фенгит и глаукофан для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований выделялись из серии сантиметровых кубиков, выпиленных перпендикулярно границе раздела (**рис. 3.1а**). Далее пробы совместно с навесками биотитов МСА-11 и LP-6 в качестве мониторов заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Затем пробы облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES- геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия).

Омфацит-гранатовая порода (эклогит) имеет следующий минералогический состав (в %): кварц ~ 30, омфацит ~ 25, фенгит ~ 15, глаукофан ~ 5, актинолит ~ 5, альбит ~ 5, сфен, рутил. В состав гранатового глаукофанита входят (в %): глаукофан

~ 40, гранат ~ 20, кварц ~ 20, фенгит ~ 10, актинолит ~ 5, рутил, сфен, омфацит отсутствуют.

Параметры метаморфизма образца оценивались с использованием различного рода минералогических термобарометров и программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998] для точек, расположенных на разном удалении от контакта. При вычислениях для гранатового глаукофанита брались составы сосуществующих глаукофана, граната, фенгита, для омфацит-гранатовой породы – составы омфацита, граната и фенгита. Поскольку все гранаты химически неоднородны, использовались составы центральных и краевых частей зерен. Разбросы средних значений T и P составляют: $T = 450-600^\circ\text{C}$, $P = 18-26$ кбар.

Охарактеризованные породы химически неравновесны и находятся в реакционных взаимоотношениях. Мощность зоны диффузионного обмена, оцениваемая по концентрационным распределениям разных компонентов пород и минералов (гранатов, глаукофанов, фенгитов), составляет 5-15 см. Максимальные ее значения характерны для фенгитов. Построенные по фенгитам профили для Al и $Si+(Fe+Mg)$ являются взаимно обратными (**рис. 3.1 б**). Это объясняется особенностями изоморфизма и отрицательной корреляцией компонентов фенгита с предельно высоким значением $R = -0.997$ (**рис. 3.1 б**, врезка).

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования приведены на **рис. 3.3, 3.4** и в **табл. 3.3-3.5** (Приложение). В спектрах всех фенгитов и глаукофана I фиксируется четкое возрастное плато. В спектрах глаукофанов IIIa, IVa, Vb плато выявляется по двум ступеням, которым соответствует более чем 80% выделенного ^{39}Ar . Возраст плато фенгитов по выборке в целом меняется от 392 до 379 млн лет, возраст плато глаукофанов варьирует от 449 до 387 млн лет. Следует отметить, что возрасты, полученные по методу плато, с помощью изохронной регрессии и интегральным способом, для всех образцов совпадают в пределах ошибок измерений (**табл. 3.3**).

Несмотря на значительный разброс датировок, внутренние критерии $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода (изохронная регрессия, форма возрастного спектра) не выявляют присутствия в минералах избыточного радиогенного аргона.

Изохронный возраст определяется с ошибкой большей, чем интегральный возраст и возраст плато. В интегральный возраст вносят вклад низкотемпературные

ступени, характеризующиеся пониженным или повышенным относительно плато значением возраста.

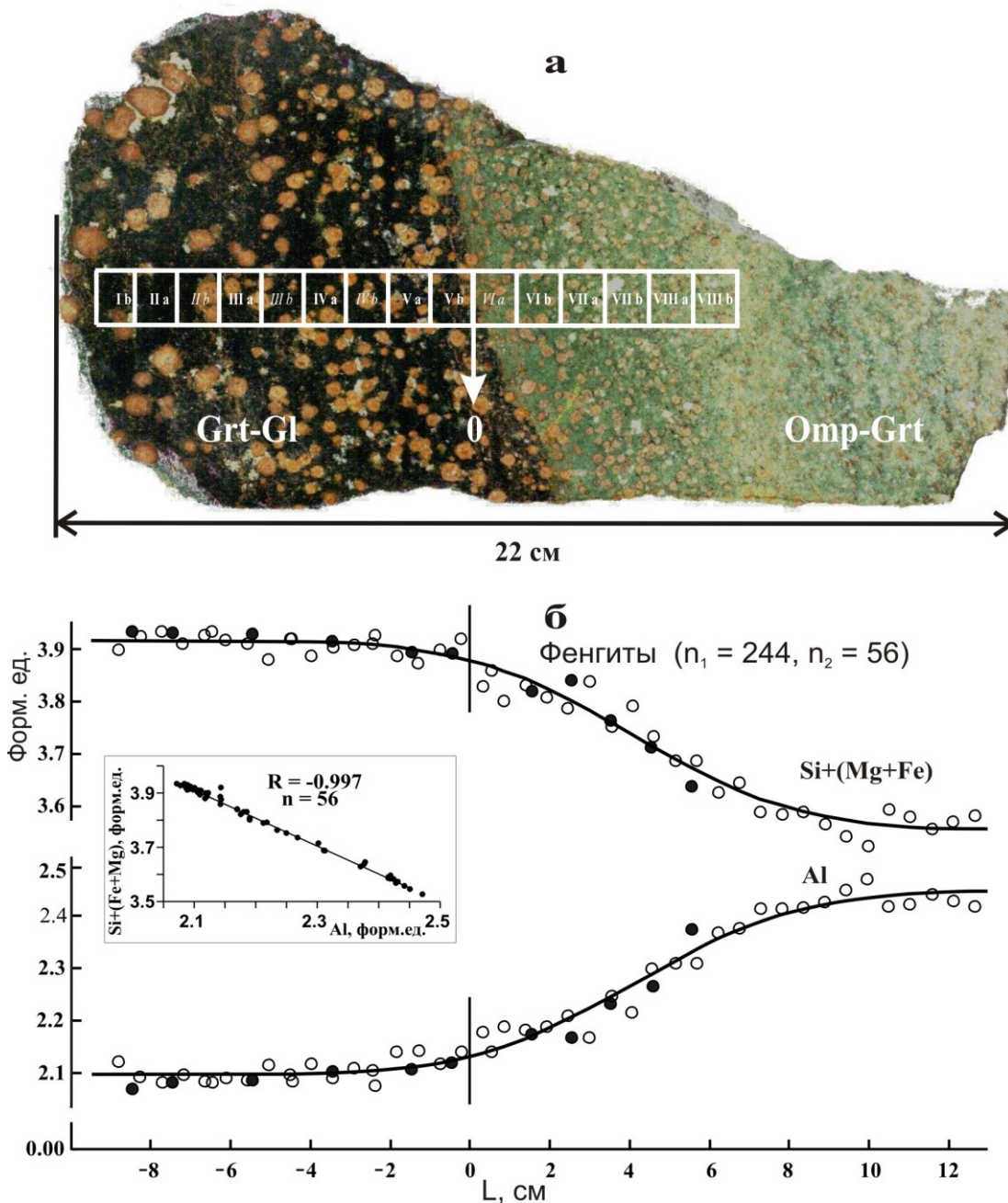


Рис. 3.1. (а) Фото образца со схемой отбора проб фенгитов (курсивом показаны образцы, для которых не определялся возраст). Grt-Gl – гранатовый глаукофанит, Omp-Grt – омфациит-гранатовая порода. (б) Зависимость содержания Al, Si+(Mg+Fe) в фенгитах от расстояния от контакта пород (L). n_1 – общее число анализов, n_2 – число усредненных анализов, залитыми кружками выделены пробы, для которых определялся возраст. На врезке – корреляция содержаний Al, Si+(Mg+Fe) в фенгите. R – коэффициент корреляции.

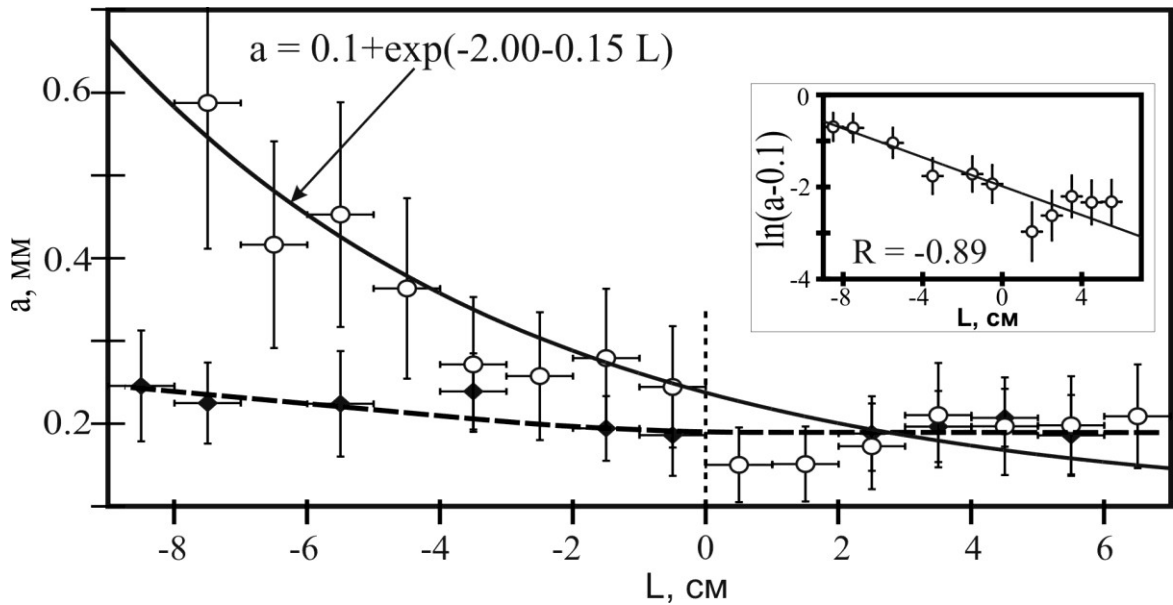


Рис. 3.2. Зависимость размера половины короткой оси пластин фенгитов (a) от расстояния от контакта пород (L). Незалитыми кружками показаны результаты измерений в шлифе, залитыми ромбами – в минеральной фракции, отобранной для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований. На врезке – корреляция натурального логарифма $a-0.1$ и расстояния от контакта пород для измерений в шлифе. R – коэффициент корреляции.

Отсюда следует, что датировки, рассчитанные по методу плато, максимально соответствуют возрасту закрытия K/Ar системы минералов.

Измеренный возраст фенгита закономерно увеличивается от значений 378.9 млн лет в омфациит-гранатовой породе до значений 391.6 млн лет в гранатовом глаукофаните на максимальном удалении от контакта (**табл. 3.3, рис. 3.5**). Учитывая, что парагенезисы минералов обеих пород имели одну и ту же термическую историю, вариации измеренного возраста фенгитов могут быть связаны с кинетикой поведения аргона в зависимости от состава фенгитов, с размерами пластин, с количеством и длительностями последующих тепловых воздействий и скоростями охлаждения.

Размеры пластин фенгита закономерно меняются с расстоянием от контакта пород (**рис. 3.2**). Они максимальны в гранатовом глаукофаните ($a_{\text{max}} = 0.776$ мм) и минимальны в омфациит-гранатовой породе ($a_{\text{min}} = 0.10$ мм). На корреляционной диаграмме размер пластинок - измеренный возраст (**рис. 3.6**) точки фенгитов формируют линейный тренд с коэффициентом корреляции 0.92. Зависимость возраста от размера пластин представляется уравнением

$$t = (377.6 \pm 1.5) + (19.6 \pm 4.3) * a.$$

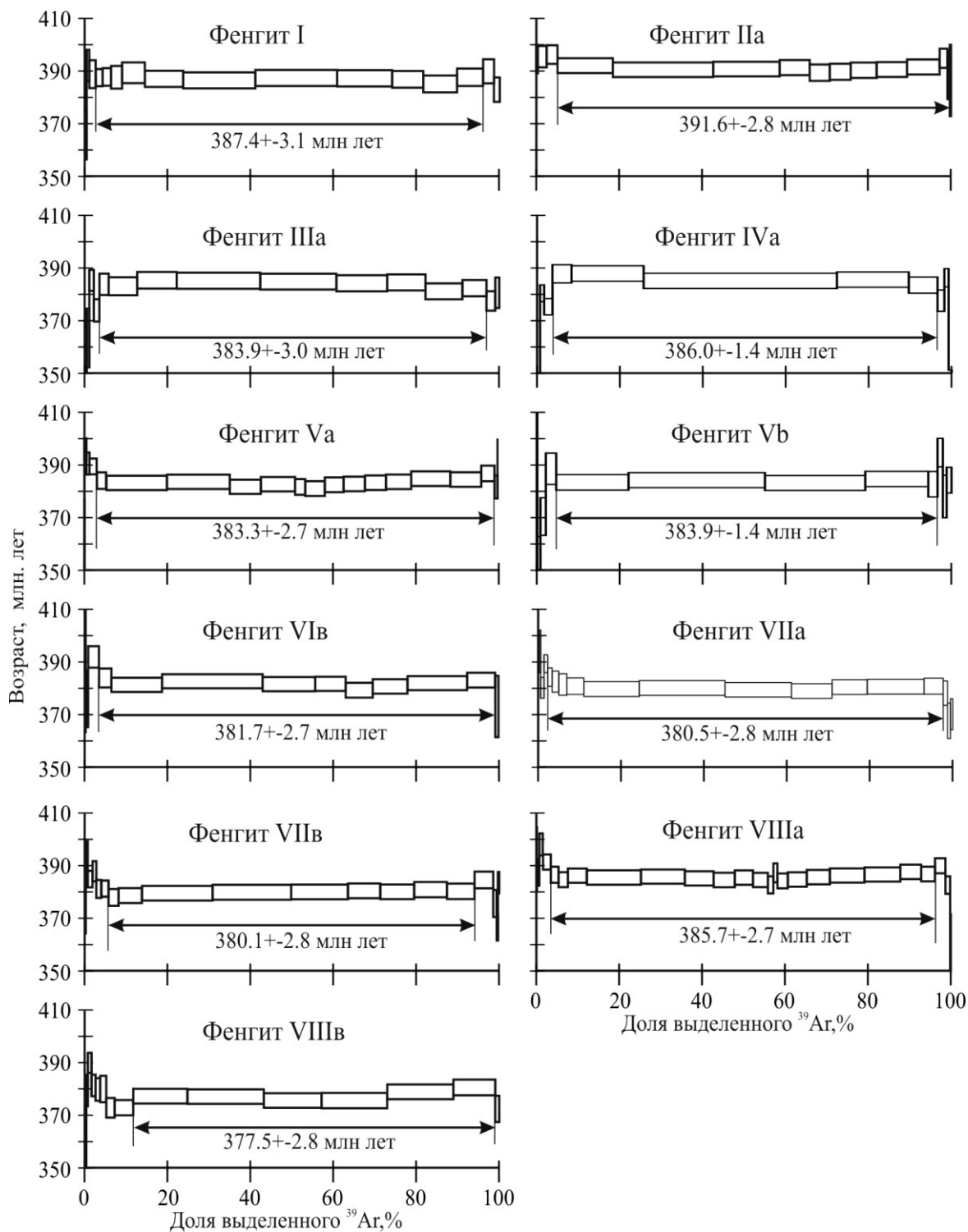


Рис. 3.3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований фенгитов. Для каждого образца приведен возрастной спектр.

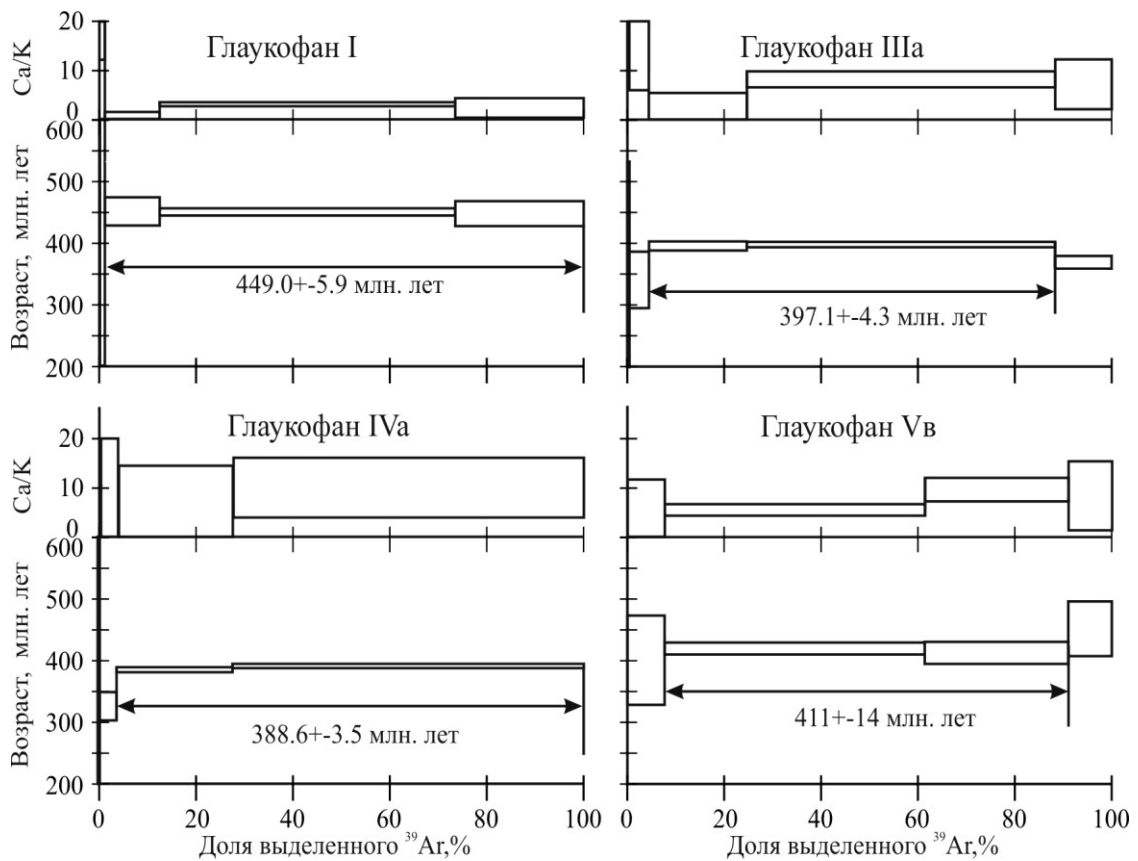


Рис. 3.4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований глаукофанов. Для каждого образца приведены возрастной и Са/К спектры.

С другой стороны, на корреляционной диаграмме содержание алюминия – измеренный возраст (**рис. 3.7**), при изменении концентрации Al в фенгитах от 2.1 до 2.3 ф.е. и среднем размере их пластин 0.18 мм, значения возраста для омфацит–гранатовой породы меняются на 5 млн лет. Наличие указанных выше корреляций трудно объяснить за счет присутствия в фенгитах захваченного радиогенного аргона. Напротив, эти корреляции однозначно свидетельствуют о неоднородном распределении радиогенного аргона в пределах пластин и о диффузионном механизме его миграции.

Поскольку измеренный возраст фенгита зависит и от его химического состава, и от размеров пластин, логично учесть влияние этих факторов в виде уравнения множественной регрессии:

$$t = 425.9 + 13.0 * a - 21.5 * Al,$$

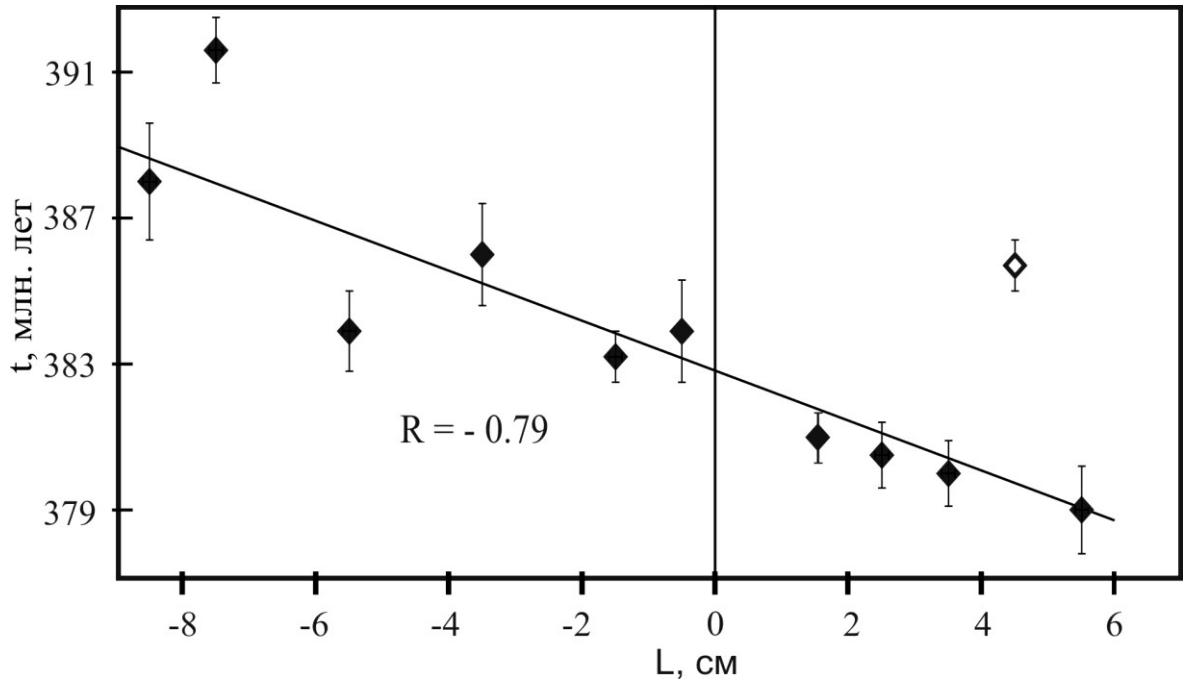


Рис. 3.5. Зависимость измеренного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста фенгитов от расстояния от контакта пород (L). Незалитый ромб соответствует точке, исключенной при расчете коэффициента корреляции как «ураганная проба».

где a – размер половины короткой оси пластин фенгита, Al – содержание Al . Оно удовлетворительно описывает экспериментальные данные, поскольку ошибка воспроизводимости S , равная 0.5 млн лет, значительно меньше ошибок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений возраста (табл. 3.3). Подставив в уравнение множественной регрессии предельные значения размеров пластин фенгитов и их составов, получаем следующие расчетные минимальные и максимальные значения возрастов соответственно для гранатового глаукофанита и омфацит-гранатовой породы:

$$t_{\text{Grt-Gl}} = 390.7 \text{ млн лет } (Al_{\text{min}} = 2.1 \text{ ф.е.}, a_{\text{max}} = 0.776 \text{ мм}),$$

$$t_{\text{Omp-Grt}} = 374.4 \text{ млн лет } (Al_{\text{max}} = 2.45 \text{ ф.е.}, a_{\text{min}} = 0.10 \text{ мм}).$$

Примечательно, что минимальное значение возраста для омфацит-гранатовой породы совпадает с датировками фенгита из эклогитов, полученными ранее другими авторами [Beane, Connelly, 2000; Matte et al., 1993; Lennykh et al., 1995].

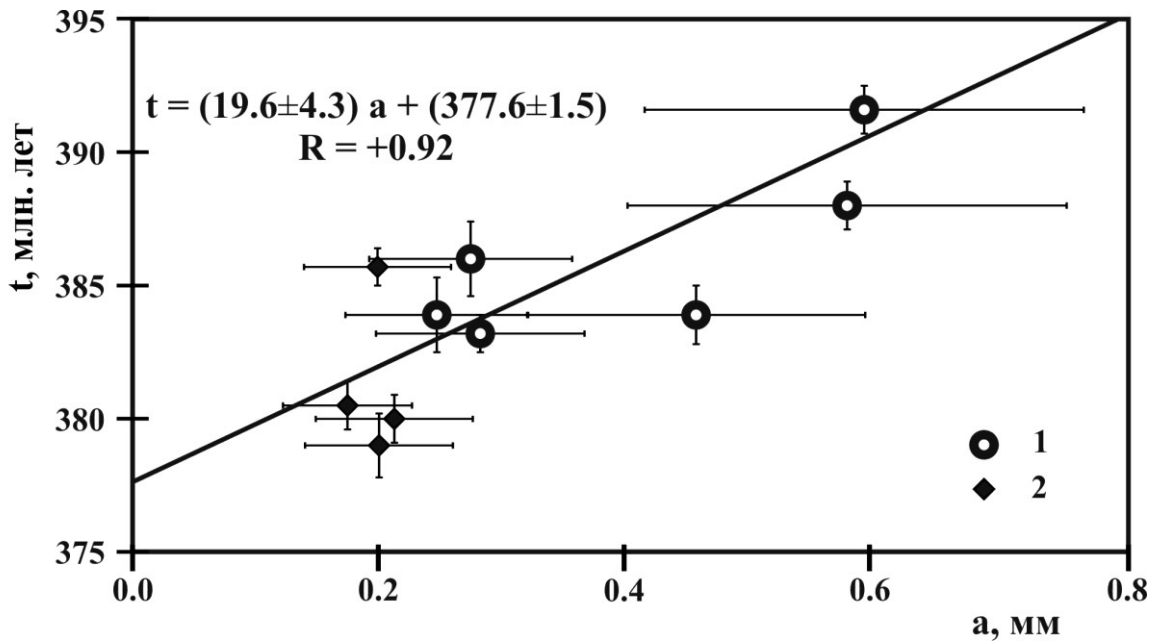


Рис. 3.6. Зависимость измеренного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста от размеров пластин фенгита в шлифах. 1 - гранатовый глаукофанит, 2 - омфацит-гранатовая порода.

Датировки по глаукофанам IIIa, IVa, Vb (табл. 3.3, рис. 3.4) попадают в диапазон 387-411 млн лет и с учетом ошибок согласуются с максимальными значениями измеренных и расчетных возрастов по фенгитам. Возраст, полученный по глаукофану I, значительно древнее. Возможны два варианта объяснения данного факта. Вариации измеренного возраста могут быть связаны с присутствием в глаукофанах избыточного радиогенного аргона. Если это предположение верно, то наименее искаженным является минимальный возраст 388.6 ± 3.5 млн лет, измеренный по глаукофану IVa, он совпадает с тремя максимальными датировками по фенгиту (образцы I, II и VIa). Принимая во внимание тот факт, что температура закрытия K/Ar системы амфиболов [Harrison, 1981; Lister, Baldwin, 1996] сравнима с температурой высокобарного минералообразования (порядка $500-550^\circ\text{C}$), данную датировку можно рассматривать как наиболее близкую к возрасту завершающей стадии метаморфизма.

С другой стороны, вариации измеренного возраста глаукофанов могут соответствовать реальной продолжительности метаморфизма (от 411 до 389 млн лет). В этом случае однозначная интерпретация датировки глаукофана I (449.0 ± 5.9 млн лет) представляется проблематичной.

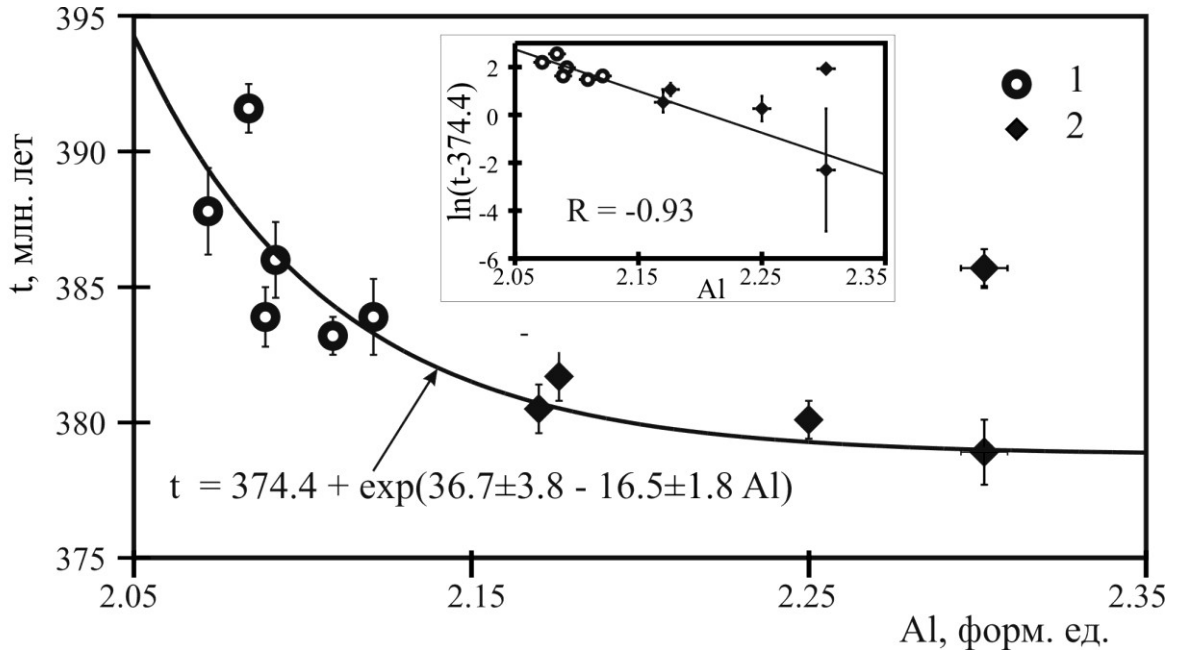


Рис. 3.7. Зависимость измеренного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста фенгитов (t) от содержания Al. 1 - гранатовый глаукофанит, 2 - омфациит-гранатовая порода. На врезке – корреляция натурального логарифма $t-374.4$ и содержания Al. R – коэффициент корреляции.

По аналогии с мусковитом, для которого температура закрытия K/Ar системы определена экспериментально [Robbins, 1972; McDougall, Harrison, 1988; Lister, Baldwin, 1996] и составляет $350-450^\circ\text{C}$, полученные по фенгиту датировки можно считать возрастными «охлаждения». В этом случае близкими к возрасту высокотемпературного метаморфизма должны быть оценки, полученные для наиболее крупных пластин фенгитов гранатового глаукофанита (392 млн лет), а датировки фенгита из омфациит-гранатовой породы (378 млн лет) должны соответствовать этапу охлаждения пород до температур ниже 350°C при их эксгумации. С учетом установленных выше зависимостей измеренного возраста от состава фенгита и размеров его пластин предельные значения возрастных оценок составляют 390.7 - 374.5 млн лет.

Для выявления количественных характеристик термической истории исследованного образца нами проведено численное моделирование поведения K/Ar изотопной системы фенгитов, базирующееся на механизме объемной диффузии ^{40}Ar в соответствии со вторым законом Фика с учетом его образования в минерале за счет радиоактивного распада K:

$$\delta c/\delta t = D \nabla^2 c + \lambda [^{40}\text{K}]_0 \exp(-\lambda t),$$

где c – концентрация радиогенного аргона, D – коэффициент диффузии, ∇ – градиент концентрации, λ – скорость распада ^{40}K , $[^{40}\text{K}]_0$ – его концентрация в начальный момент времени. Диффузия аргона в пластинах фенгита хорошо описывается с помощью цилиндрической геометрии, для которой уравнение приобретает вид:

$$\delta c/\delta t = D (\delta^2 c/\delta r^2 + 1/r \delta c/\delta r) + \lambda [^{40}\text{K}]_0 \exp(-\lambda t),$$

здесь r – расстояние от центра пластины. Зависимость коэффициента диффузии от температуры определяется уравнением Аррениуса:

$$D = D_0 \exp(-E/RT),$$

где D_0 – предэкспоненциальный фактор, E – энергия активации, R – газовая постоянная, T – абсолютная температура. Моделирование проведено с использованием программного алгоритма Diffarg [Wheeler, 1996]. При вычислении временных вариаций концентрационных профилей диффундирующего радиогенного аргона в минералах использован метод конечных разностей, основанный на процедуре Кранка-Николсона [Press et al., 1986]. Расчеты производились с привлечением кинетических параметров диффузии аргона в мусковитах ($E = 52.3$ ккал/моль, $D_0 = 5 \cdot 10^{-2}$ см²/с), полученных экспериментально в гидротермальных условиях [McDougall, Harrison, 1988].

Рассматривается линейное охлаждение системы со скоростями от 2.5 до 50 °С/млн лет при нулевом граничном условии на всем рассматриваемом промежутке времени. В качестве примера на **рис. 3.8** показаны концентрационные профили распределения радиогенного аргона, рассчитанные в виде эффективного возраста для пластины фенгита с радиусом 0.776 мм (соответствует максимальному измеренному размеру a пластины), скоростей остывания 2.5 и 20° С/млн лет с временным шагом 5 млн лет. Моделирование проводилось для пластин радиусом от 0.1 до 0.9 мм. **Рис. 3.9 а** иллюстрирует зависимость времени, прошедшего с момента начала линейного охлаждения ($T_0=600^\circ\text{C}$) до полного закрытия изотопной системы, от скорости охлаждения. Корреляция времени от радиуса пластин – линейная (**рис. 3.9б**). При этом наклон линий (dt/dr) уменьшается при увеличении скорости охлаждения, и эта зависимость описывается уравнением (**рис. 3.9в**)

$$dt/dr = \exp(3.95 - 0.80 \ln a),$$

где α – скорость охлаждения. На основе полученной нами зависимости измеренного возраста от половины короткой оси фенгита (см. **рис. 3.6**) значение производной возраста по размеру частиц равно 19.6 ± 4.3 млн лет/мм. Подставив это значение в формулу можно оценить соответствующую ему скорость охлаждения, она равна $3.40-0.75/+1.24$ °C/млн лет. При современном термическом градиенте $10^\circ\text{C}/\text{км}$ эта величина соответствует скорости эксгумации $0.34-0.075/+0.124$ мм/год.

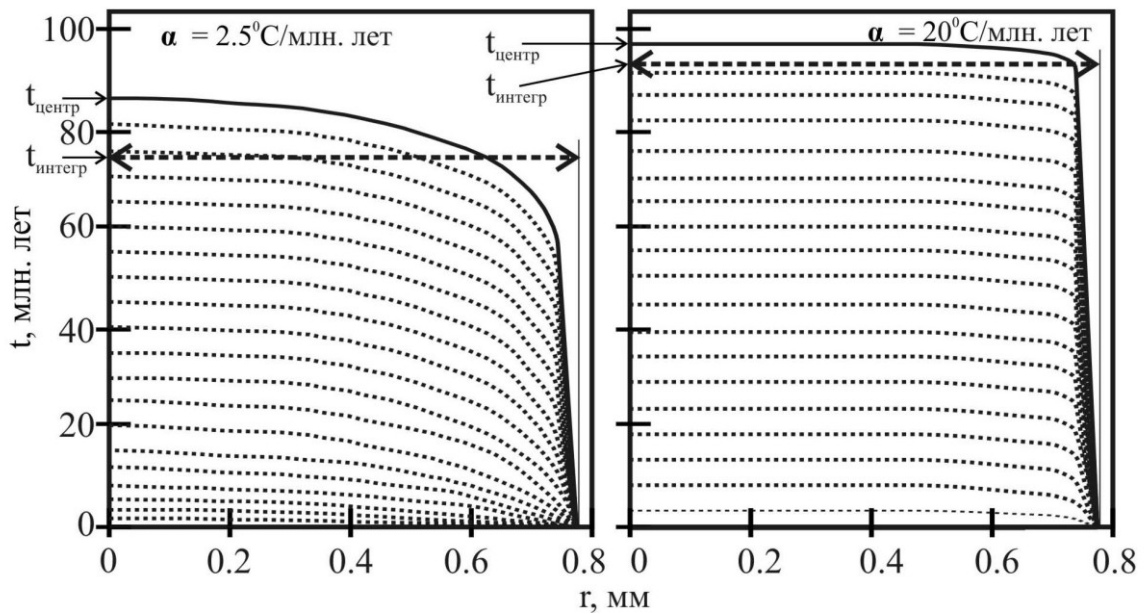


Рис. 3.8. Результаты численного моделирования распределения эффективного возраста в зерне фенгита радиусом (r) 0.776 мм при линейном охлаждении системы со скоростью (α) 2.5 и $20^\circ\text{C}/\text{млн лет}$. Кривые приведены с шагом 5 млн лет. Стрелками показаны значения возраста в центре пластины и интегрального возраста на примере самых поздних кривых.

Консервация аргона в центре пластин фенгита начинается намного раньше, чем на периферии. Например, при линейном охлаждении со скоростью $5^\circ\text{C}/\text{млн лет}$ в центральной части пластины радиусом 0.776 мм начало накопления аргона фиксируется с 514°C (**рис. 3.10а**), а окончательное закрытие изотопной системы - при 370°C .

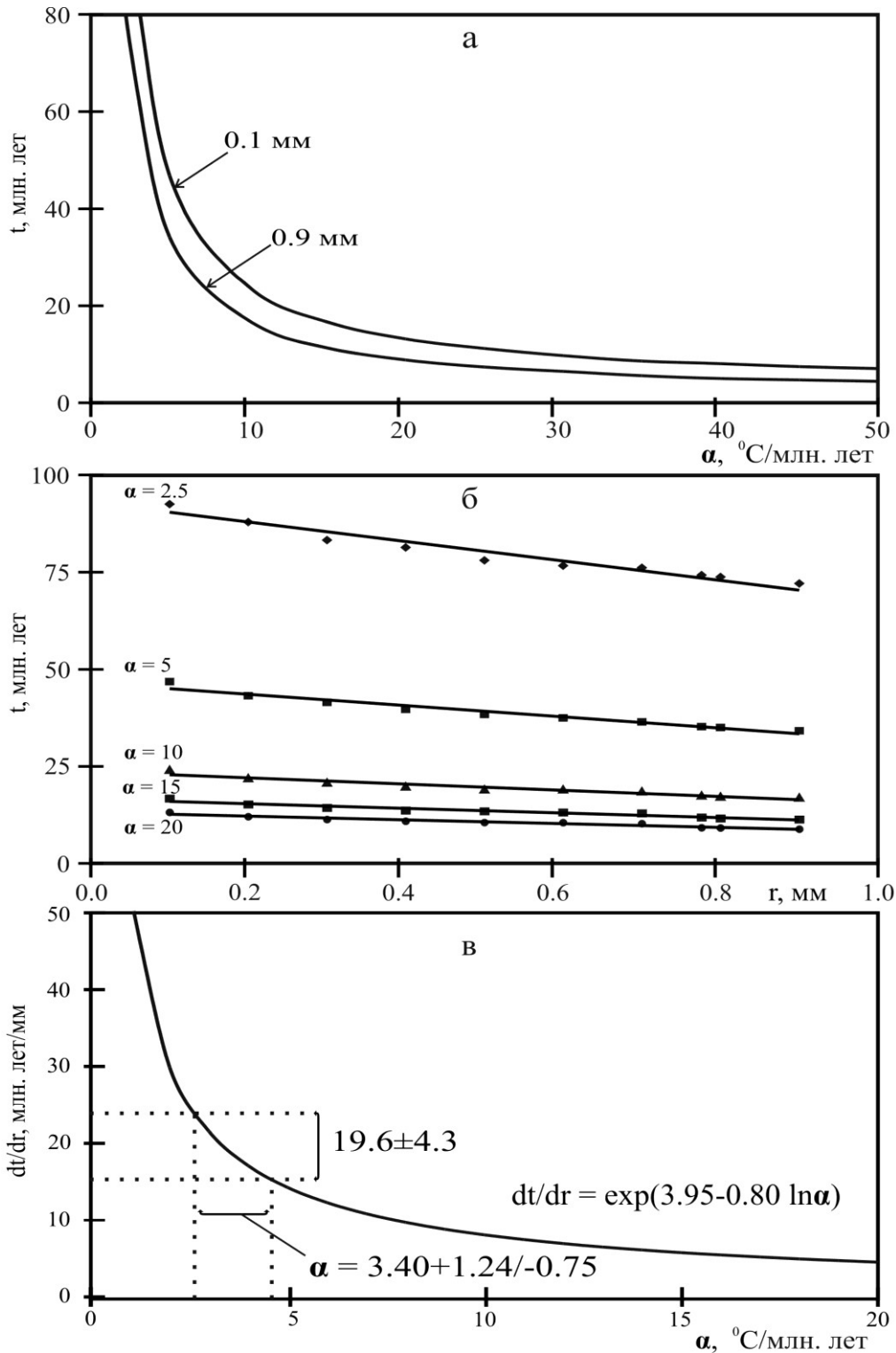


Рис. 3.9. (а) Зависимость продолжительности времени, прошедшего с начала линейного охлаждения от температуры 600°C до момента полного закрытия изотопной системы, от скорости охлаждения (α) для пластин размером 0.1 и 0.9 мм. (б) Зависимость времени закрытия изотопной системы фенгита от размера пластин. (в) Зависимость производной возраста по размеру частиц (dt/dr , наклон прямой на графике **рис. 9б**) от скорости охлаждения (α).

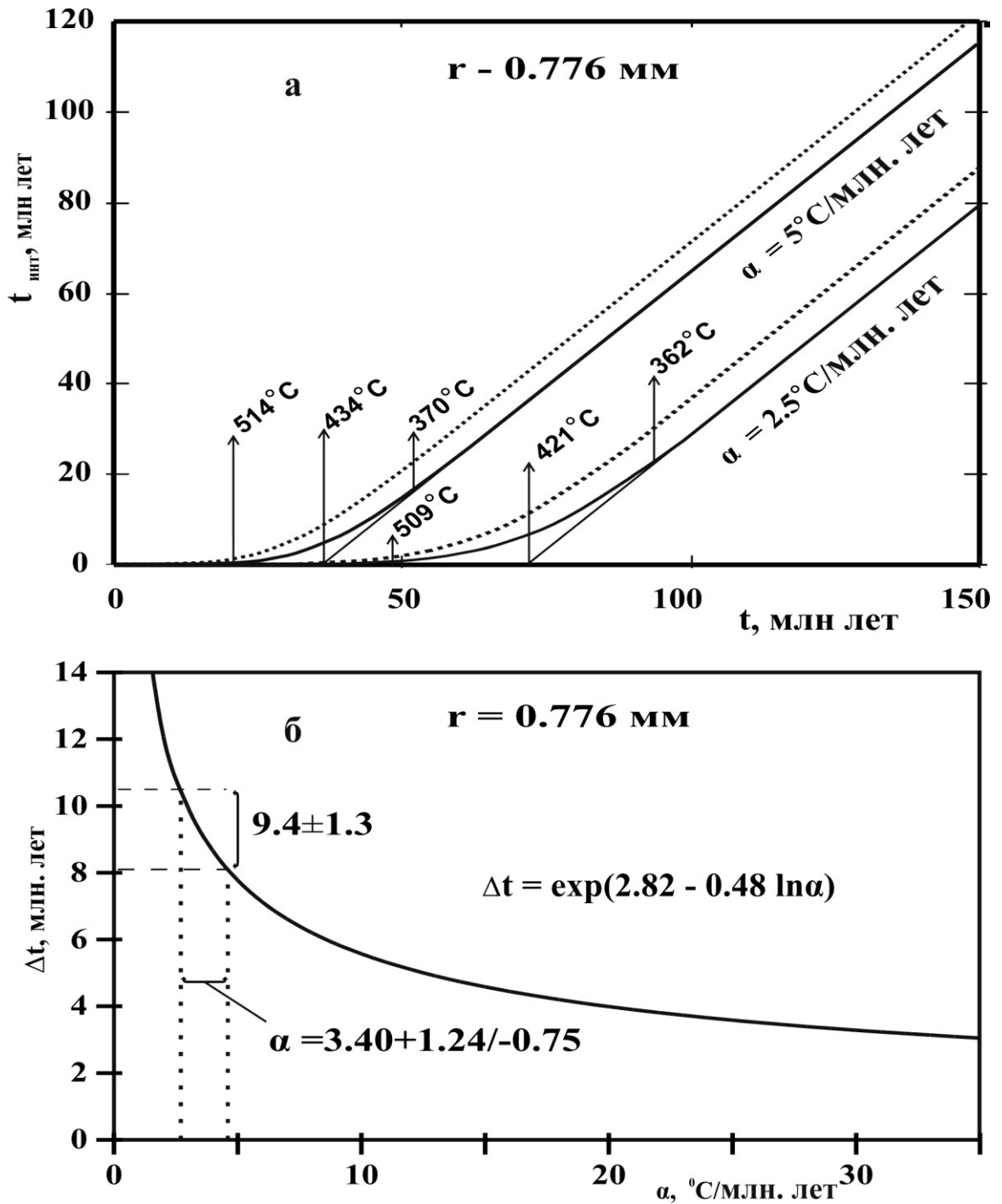


Рис. 3.10. (а) Зависимость модельного интегрального возраста пластин фенгита радиусом 0.776 мм от времени (начальный момент соответствует температуре 600°) при линейном охлаждении со скоростью 2.5 и 5°С/млн лет. Штриховыми линиями показаны кривые модельного возраста в центре пластин. На диаграмме для обоих случаев показаны значения температуры, при которой начинается частичное накопление радиогенного аргона, температуры закрытия по Додсону [Dodson, 1973] и температуры, ниже которой потерями радиогенного аргона можно пренебречь. (б)

Зависимость разницы (Δt) между возрастом в центре пластины фенгита радиусом 0.776 мм и ее интегральным возрастом от скорости линейного охлаждения (α).

Поэтому с учетом сказанного возраст центральной части пластины должен быть наиболее близким к возрасту метаморфогенного минералообразования. Для концентрационных профилей, реконструированных с помощью численного моделирования (**рис. 3.8**), может быть определена разница между значением возраста в центре пластины и интегральным возрастом. Зависимость этой разницы от скорости охлаждения для пластины радиусом 0.776 мм показана на **рис. 3.10б**. Она описывается уравнением, подобным зависимости производной возраста по радиусу пластин (**рис. 3.9в**). Подставив в это уравнение величину скорости охлаждения, мы получим разницу между интегральным возрастом и возрастом в центре зерна. Для пластины радиусом 0.776 мм разница составляет 9.4 ± 1.3 млн лет. В нашем случае форма пластин фенгита является скорее эллипсоидной. Логично предположить, что в случае эллипсоидной геометрии пластины разница между интегральным возрастом и возрастом в центре пластины будет не меньше, чем в случае цилиндрической геометрии, если радиус цилиндра равен половине короткой оси эллипса. Соответственно, если для пластины, половина короткой оси которой равна 0.776 мм, нами получен интегральный возраст, равный 390.7 млн лет, то возраст в центральной ее части будет не меньше, чем 400 ± 1.3 млн лет. Отсюда следует, что возраст метаморфогенного минералообразования не моложе 400 млн лет.

Заключение. В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева фенгитов, отобранных в зоне контакта гранатового глаукофанита и омфацит-гранатовой породы (эклогита) с использованием предложенного авторами «сквозного» подхода, установлено, что поведение K/Ar системы в фенгите определяется механизмом объемной диффузии. Максимальные значения измеренного возраста - 392 млн лет фиксируются для гранатового глаукофанита на удалении от контакта. Численное моделирование показывает, что возраст высокотемпературного метаморфизма не моложе 400 млн лет. При этом для случая линейного охлаждения скорость снижения температуры должна составлять $3.40-0.075+0.124$ °C/млн лет, что соответствует скорости эксгумации метаморфических пород 0.34 мм/год. Следует заметить, что эта величина, согласуясь с данными

других методов [Leech, Stockli, 2000], ограничивает максимальную скорость эксгумации значением 0.46 мм/год. С оценками возраста высокобарического метаморфизма по фенгитам согласуются датировки, полученные по глаукофанам из трех образцов - 389-411 млн лет.

В свете установленных закономерностей становится понятным разброс $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок, полученных другими авторами [Beane, Connelly, 2000; Matte et al., 1993; Lennykh et al., 1995]. К сожалению, в этих работах сведения о размерах пластин фенгитов и их составах не приводятся, а поэтому провести более полный сравнительный анализ и сопоставить опубликованные данные с результатами наших определений не представляется возможным.

Учитывая, что подвижность Rb/Sr системы в фенгите сравнима с подвижностью K/Ar системы, оценки возраста омфацил-гранатовой породы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом позволяют по-новому взглянуть и на результаты Rb/Sr датирования эклогитов [Glodny et al., 2002]. Rb/Sr значения возраста (372.0-378.5 млн лет) сопоставимы с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определениями.

3.2. Датирование основных этапов формирования Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан)

Частью каледонской аккреционно-коллизийной зоны Центральной Азии [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Добрецов, 2003; Buslov et al., 2001], расположенной между Восточно-Европейским и Сибирским докембрийскими континентами, является Северный Казахстан (**рис. 3.11**).

Породы ультравысоких и высоких давлений (УНР-НР) Кокчетавского массива сформированы на глубинах до 150-200 км в зоне субдукции за счет метаморфизма пород фундамента и чехла одноименного микроконтинента [Sobolev, Shatsky, 1990; Добрецов и др., 1998; Schertl, Sobolev, 2013]. Для объяснения высокой скорости их подъема, необходимой для сохранения высокобарических минералов и ассоциаций, привлекаются различные модели, в том числе связанные с коллизией микроконтинента с островной дугой и реорганизацией зоны субдукции [Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 2005а; Добрецов и др., 2005б], а также образованием

крупных надвигов [Добрецов и др., 1998] или выдавливанием субгоризонтального клина [Okamoto et al., 2000; Maruyama, Parkinson, 2000].

Кокчетавская субдукционно-коллизонная зона (КСКЗ) (рис. 3.11, 3.12) представляет собой тектонический коллаж неоднократно деформированных фрагментов одноименного докембрийского микроконтинента, венд-кембрийского мегамеланжевого пояса (террейнов палеосубдукционной зоны), часть пластин вне Кокчетавской зоны относится к раннеордовикскому аккреционному клину [Добрецов и др., 1998; 2005a; 2005б; Dobretsov, etv al., 1999].

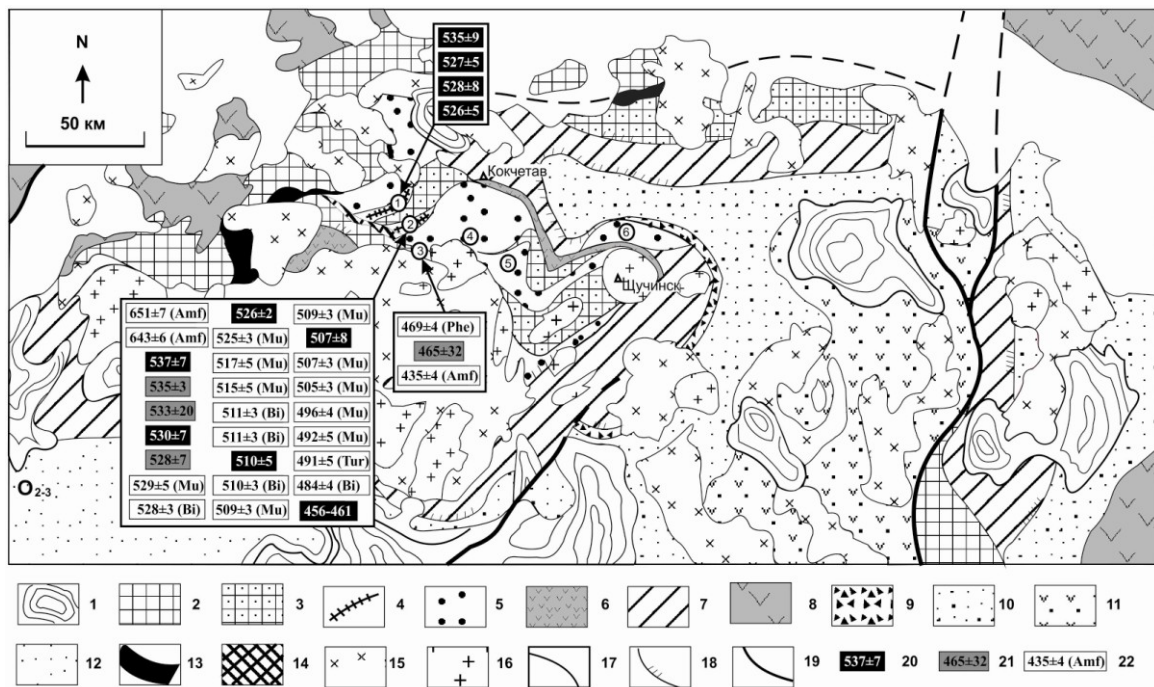


Рис. 3.11. Тектоническая схема Северного Казахстана [Добрецов и др., 2006а]. 1. – девонско- поздепалеозойские вулканогенно-осадочные бассейны, 2-3.- фрагменты Кокчетавского и Шатского (к северо-востоку от г. Кокчетав) микроконтинентов: 2 - слабоизмененные с диафторезом в зеленосланцевой фации и 3 - с осадками, метаморфизованными в зоне субдукции до амфиболитовой фации; 4 - 5 мегамеланжевый пояс (террейны палеосубдукционной зоны): 4 - алмазсодержащие гнейсы и коэситовые эклогиты (террейны 1-Барчинский и 2-Кумду-Кульский), 5 - другие террейны, содержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранатовые перидотиты среди гранито-гнейсов и слюдистых сланцев (террейны: 3 - Сулу-Тубинский, 4 - Кулетский и 5 - Энбек-Берлыкский, 6 – его аналоги к северу от г. Щучинска); 6- вендские (?) вулканогенно-осадочные породы в составе аккреционной призмы, 7 - раннеордовикская аккреционная призма, 8 – вендско-кембрийские островодужные вулканогенно-осадочные породы (на западе - Ишимской дуги, на востоке- Селетинской дуги), 9 - позднеаренигско-раннекарадокская

синтектоническая олистострома, 10 - ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба, 11 - ордовикские вулканогенные образования Степнянской островной дуги, 12- средне-верхнеордовикские шельфовые толщи, 13- позднекембрийско- тремадокские офиолиты Златогорского комплекса, 14 - среднекембрийский Красномайский комплекс щелочно-ультраосновной комплекс, 15 - силурийско-ордовикские граниты, 16 - девонские граниты, 17 - деформированные плоскости позднекембрийско- раннеордовикских разломов, 18 - позднеаренигско - раннекарадокский фронтальный надвиг Кокчетавского массива на Степнякский прогиб, 19 - позднепалеозойские сдвиги. 20 – U/Pb датировка по циркону, 21 – Sm/Nd изохронная датировка, 22 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка (в скобках указан минерал). Литературные источники датировок приведены [Добрецов и др., 2006а; Schertl, Sobolev, 2013].

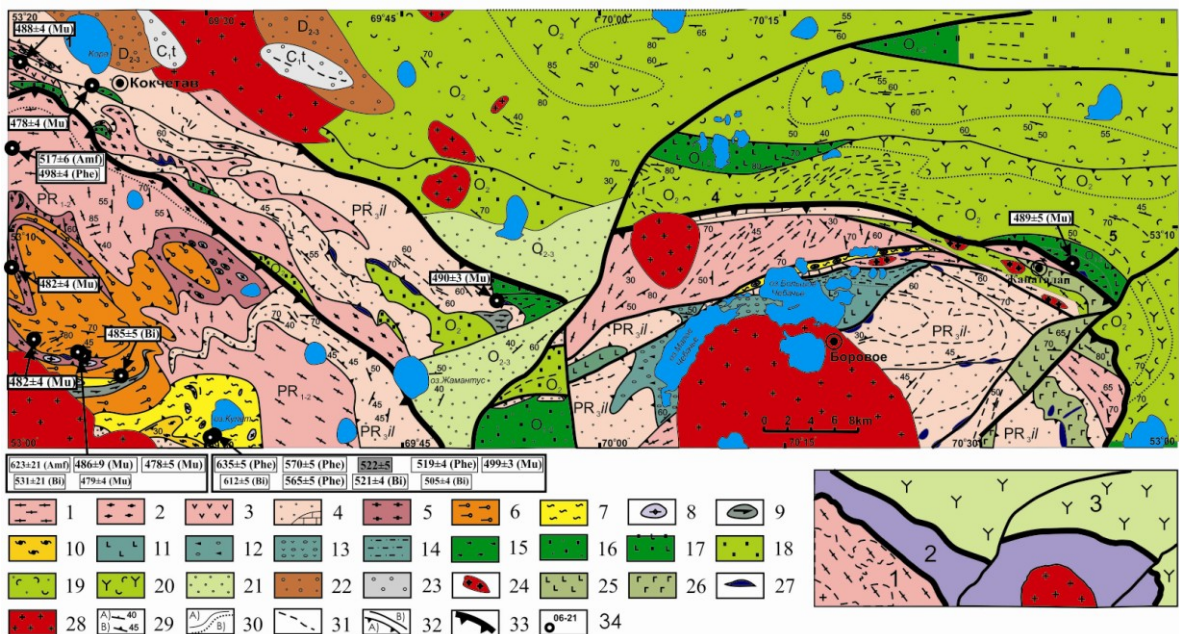


Рис. 3.12. Геологическая схема Северо-Кокчетавской тектонической зоны [Жимулев и др., 2010]. 1-4-геологические комплексы Кокчетавского микроконтинента: 1- гнейсы фундамента Кокчетавского микроконтинента, ранний - средний протерозой, 2- милониты и бластомилониты по гнейсам протерозойского фундамента, 3- кварц-полевошпатовые порфиры, средний протерозой, 4- кварц-серицитовые сланцы, метапесчаники, доломиты Кокчетавского микроконтинента, илектинская серия, поздний протерозой; 5-9– породы Кокчетавского метаморфического пояса: 5- гнейсы с будинами эклогитов, 6- гранат-кианитовые сланцы с будинами гранатовых амфиболитов, 7- кварц-гранат-мусковитовые (фенгитовые) сланцы с будинами эклогитов, 8– крупные тела и скопления тел эклогитов, 9- амфиболиты; 10- раннеордовикские андалузит-кордиерит-биотитовые сланцы (даулетская свита), 11- 14 – доордовикские островодужные (?) образования: 11- зеленокаменные базальтовые порфиры, 12- валунные конгломераты с включениями глыб, 13- агломераты андезитового состава 14- аргиллиты, алевролиты, песчаники (флишевые отложения); 15- аренигская олистострома, 16-17- ниже-среднеордовикские

образования Степнякского прогиба: 16- песчаники, окремненные аргиллиты и алевролиты, яшмоиды, линзы брекчий, 17- базальты, красные кремнистые алевролиты, яшмоиды, 18-20- отложения среднего ордовика: 18- серые кремнистые сланцы и микрокварциты, 19- вулканомиктовый флиш, 20- андезито-базальты и их туфы; 21- конгломераты и песчаники, средний-верхний ордовик, 22- красноцветные песчаники и конгломераты, средний-верхний девон, 23- серые песчаники, алевролиты, розовато-серые известняки, турней, 24- протерозойские граниты, 25-27- щучинский офиолитовый пояс (докембрий): 25-базальтовые порфириды, 26- габбро, 27- серпентиниты; 28- палеозойские (O3, S, D1) граниты, 29- элементы залегания слоистости (А), и сланцеватости (В), 30- геологические границы между разновозрастными подразделениями (А) и между телами разного состава внутри этих подразделений (В), 31- прослеживаемые на местности маркирующие горизонты, 32- надвиги (А) и другие разрывные нарушения (В), 33- крупные надвиги, ограничивающие СКТЗ. Кружками показаны точки отбора образцов на изотопное датирование [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013]. Обозначения датировок те же, что на **рис. 6**. На врезке справа внизу схема с основными тектоническими единицами. Цифрами обозначены 1- Кокчетавский микроконтинент, 2-Северо-Кокчетавская субдукционно-коллизийная зона, 3 – Степнякский прогиб. Литературные источники датировок приведены [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013].

Чешуи и блоки пород ультравысокого и высокого давления распространены в двух структурных единицах: 1) в кембрийском мегамеланжевом поясе, включающем террейны метаморфических пород палеосубдукционной зоны, сформированные на глубинах от 60 до 150 (200) км; 2) в ордовикском аккреционном клине (см. **рис. 3.11, 3.12**), где выявлены эклогиты, сформированные на глубинах около 60 км, совмещенные с тектоническими блоками пород микроконтинента, офиолитовыми и островодужными террейнами, чередующимися с раннеордовикскими турбидитами, содержащими линзы олистостром [Добрецов, 2005а; 2005б].

Мегамеланжевый пояс представляет различные уровни глубинности венд - кембрийской субдукционной зоны. На тектонической схеме северного Казахстана он расположен между слабо измененным фрагментом Кокчетавского микроконтинента и раннеордовикской аккреционной призмой (см. **рис. 3.11, 3.12**). Пояс является контрастной структурой, состоящей из чешуй и блоков пород ультравысоких и высоких давлений, разделенных тектоническими пластинами пород Кокчетавского микроконтинента, метаморфизованных от средних до высших (реликтовых) и вновь низких давлений. Выделяется пять террейнов: 1) Барчинский, 2) Кумдыкольский, 3) Сулутобинский, 4) Энбек-Берлыкский, 5) Кулетский, в которых распространены УНР-НР и НР породы.

Террейны 1, 2, частично 3 имеют сходные наборы пород. Террейны (1+2), (3+4) и 5 разные по литологии характеризуют, вероятно, различные уровни палеосубдукционной зоны, каждый из которых обладает специфическим набором пород и эволюцией P-T параметров (рис. 3.13).

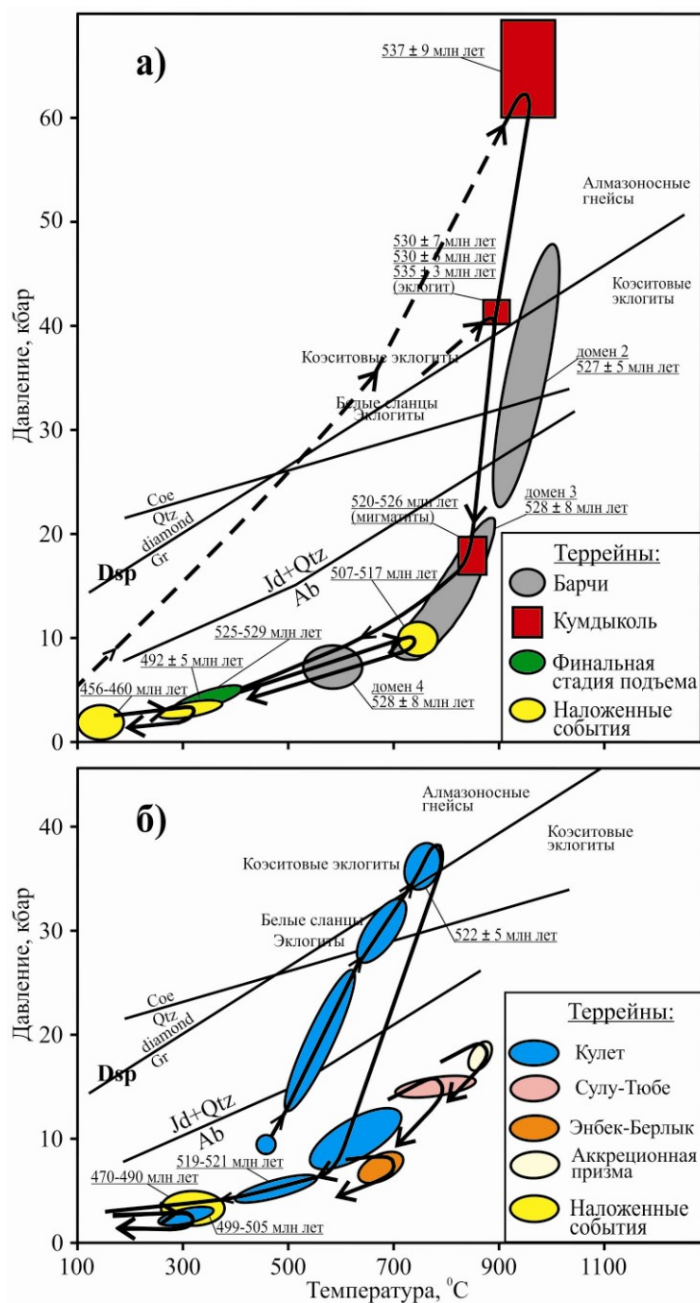


Рис. 3.13. P-T эволюция метаморфических пород Северо-Кокчетавской тектонической зоны а) для террейнов Барчи, Кумдыколь на основе данных, сведенных в [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013; Корсаков и др., 2009], б) для террейнов Кулет, Сулу-Тюбе, Энбек-Берлык, аккреционной призмы на основе данных [Добрецов и др., 2005; 2006; Буслов и др., 2010]). Стрелками показана

эволюция P-T условий во времени. Coe – коэсит, Ab – альбит, Qtz – кварц, Jd – жадеит.

В террейнах Кумдыколь и Барчи обнажаются или вскрыты скважинами алмазодержащие породы, в которых максимальные $P = 40-70$ кбар и $T = 1100-1200^{\circ}\text{C}$ и сложная многостадийная история эксгумации с падением P и T [Sobolev, Shatsky, 1990; Dobretsov et al., 1995; Okamoto et al., 2000; Maruyama, Parkinson, 2000; Dobretsov, 1999; Schertl, Sobolev, 2013] (**рис. 3.13а**).

В Кулетском и Сулутобинском террейнах породы не содержат алмазов, но местами в них встречается коэсит (на участке к югу от оз. Кулет). Для эклогитов Кулетского террейна выявлены проградная трансформация от амфиболитовой до эклогитовой фации, максимальные P-T параметры (**рис. 3.13б**): $P = 34-36$ кбар и $T = 720-760^{\circ}\text{C}$ [Parkinson, 2000; Ota et al., 2000; Zhang et al., 2012], зафиксирована стадия эксгумации в гранатовых амфиболитах при $P = 7-13$ кбар и $T = 540-720^{\circ}\text{C}$ [Ota et al., 2000]. В эклогитах Сулутобинского террейна $P = 14-16$ кбар и $T = 700-860^{\circ}\text{C}$, что соответствует глубинам 50-40 км [Добрецов и др., 2006]. Метаморфические сланцы Энбек-Берлыкской свиты сформированы задолго до субдукции и коллизии в коровых условиях при $P = 7$ кбар и $T = 650-700^{\circ}\text{C}$, что соответствует глубинам 20-25 км (**рис. 3.13б**).

Для высокобарических пород террейнов Кумдыколь и Барчи накоплено более всего геохронологических данных [сводка – Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013]. Бросается в глаза близость а) U/Pb SHRIMP датировок по доменам циркона, характеризующимся включениями – индикаторами высокобарических парагенезисов [Claoue-Long et al., 1991; Hermann et al., 2001; Katayama et al. 2001]; б) Sm/Nd датировок по высокобарическим гранату, клинопироксену, соответствующих, скорее всего, закрытию изотопной системы [Jagoutz et al., 1990; Шатский и др., 1993; Shatsky et al., 1999]; в) U/Pb SHRIMP датировки по доменам циркона, характеризующимся включениями – индикаторами гранулитового метаморфизма (домен 3 на **рис. 3.13а**) [Hermann et al., 2001]; г) U/Pb SHRIMP датировки по цирконам из мигматитов [Ragozin et al., 2009]; в) U/Pb SHRIMP датировки по каймам циркона, соответствующим по минеральным включениям, амфиболитовому метаморфизму (домен 4 на **рис. 3.13а**) [Hermann et al., 2001] и, наконец, трех

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок по высокобарическим фенгитам и биотиту [Добрецов и др., 2002; Hacker et al., 2003] (см. рис. 3.11, 3.13а, 3.14).

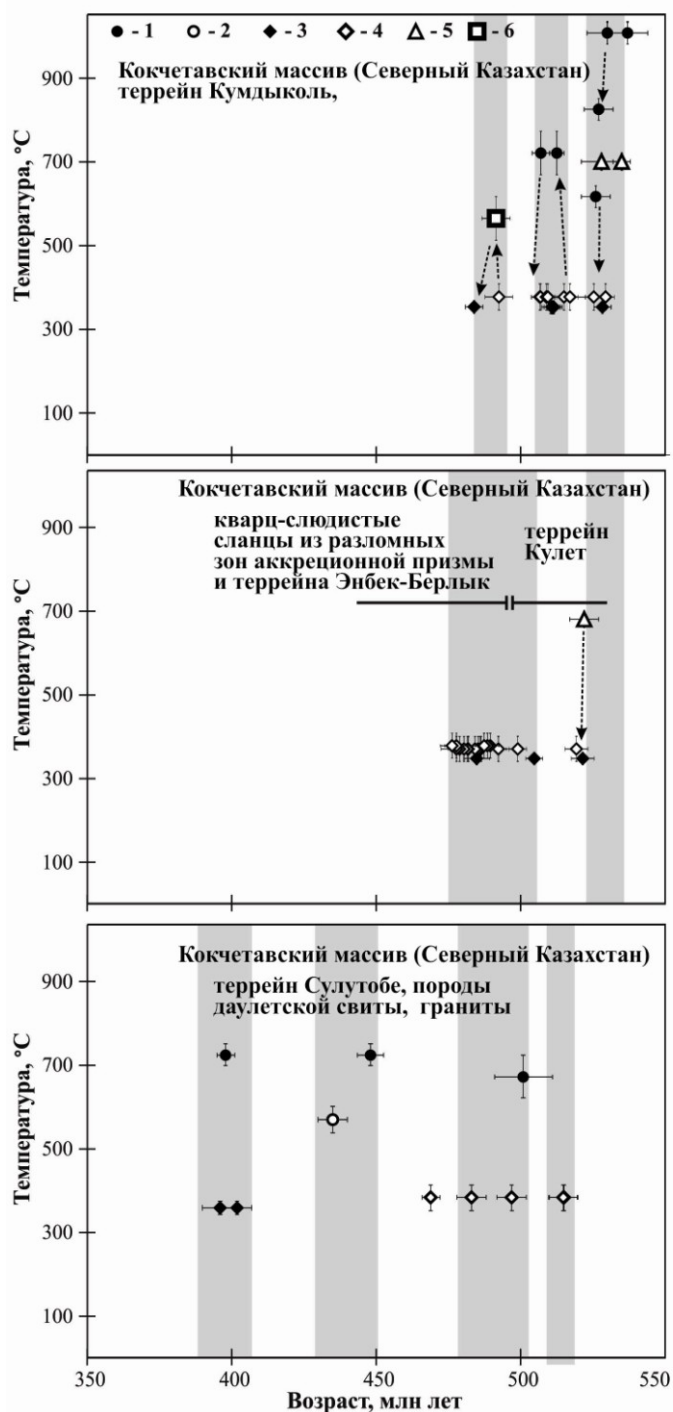


Рис. 3.14. Термическая эволюция (возраст – температура) террейнов Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны. Серым фоном показаны этапы термически активных событий, выделенные для Чернорудской гранулитовой зоны. Условные обозначения: 1 – U/Pb (циркон), 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (амфибол), 3 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (биотит), 4 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (мусковит), 5 – Sm/Nd (изохрона), 6 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (турмалин). Литературные источники датировок приведены [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013].

На этом основании в течении короткого промежутка времени (около 4 ± 4 млн лет) после УНР-НР метаморфизма пород террейна Кумдыколь должны были завершиться их ретроградный метаморфизм, транспортировка с глубин формирования (порядка 150-200 км) до глубин менее 10 км. Намечаются стадии быстрой эксгумации 535-530 млн лет, 530-524 млн лет.

Далее, на основе совпадений датировок, полученных с использованием различных изотопных систем, выделяется наложенное событие с возрастом 517-505 млн лет (**рис. 3.13а, 3.14**). В это время, по всей видимости, Кумдыкольский террейн находился в условиях интенсивных сдвиговых деформаций, что сопровождалось формированием гранат-слюдистых и слюдистых сланцев, милонитизацией, частичным плавлением и/или кристаллизацией гранитных расплавов [Troesh, Jagoutz, 1993; Борисова и др., 1995; Добрецов и др., 2002; Hacker et al., 2003; Katayama et al., 2001].

Закрытие K/Ar изотопной системы биотита из гранат-биотитового гнейса 484 млн лет назад [Hacker et al., 2003] свидетельствует о проявлении в пределах террейна и более поздних событий. Нами было проведено исследование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева K-содержащего турмалина и ассоциирующего с ним мусковита из Tur-Qtz-Kfs-Mu гнейсов, вскрытых в пределах главного штрека штольни месторождения Кумды-Коль. Они залегают согласно с вмещающими их карбонатными породами, а также с высокоалмазоносными гранат-биотитовыми гнейсами, в которых помимо алмаза наблюдаются и другие фазы-индикаторы высоких давлений. Зерна турмалина размером 0.5-2.0 мм, зональные. В них наблюдаются большие гомогенные ядра с включениями графита и кварца, заключенные в оболочку более темного цвета шириной до 50 мкм. Содержание K_2O меняется от значений, меньших пределов обнаружения (< 0.05 вес. %) во внешней оболочке до 1.6 вес. % в ядре. По мусковиту и турмалину получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры (**рис. 3.15, таб. 3.6, Приложение**), в которых выделяются четкие плато с совпадающими значениями возраста – 492.5 ± 4.8 и 491.5 ± 4.9 млн лет соответственно. Эти датировки значительно моложе возраста высокобарического метаморфизма, фиксируемого комплексом методов – 532 ± 2 млн лет (**рис. 3.14**). С другой стороны, значительный прогрев пород Кокчетавского массива, связанный с

формированием гранитоидов Зерендинского батолита, имел место значительно позже, 460-440 млн лет назад [Шатагин, 1994]. На основании совпадения датировок мусковита и турмалина можно сделать вывод о том, что K/Ar система в турмалине является не менее устойчивой к наложенным термическим воздействиям, чем в мусковите.

Этот вывод согласуется с данными об ее большей устойчивости по отношению к роговой обманке [Andriessen et al., 1991]. С учетом сказанного полученные датировки турмалина и мусковита нанесены на диаграмму зависимости температуры закрытия изотопных систем от возраста для пород террейна Кумды-Коль (рис. 3.14).

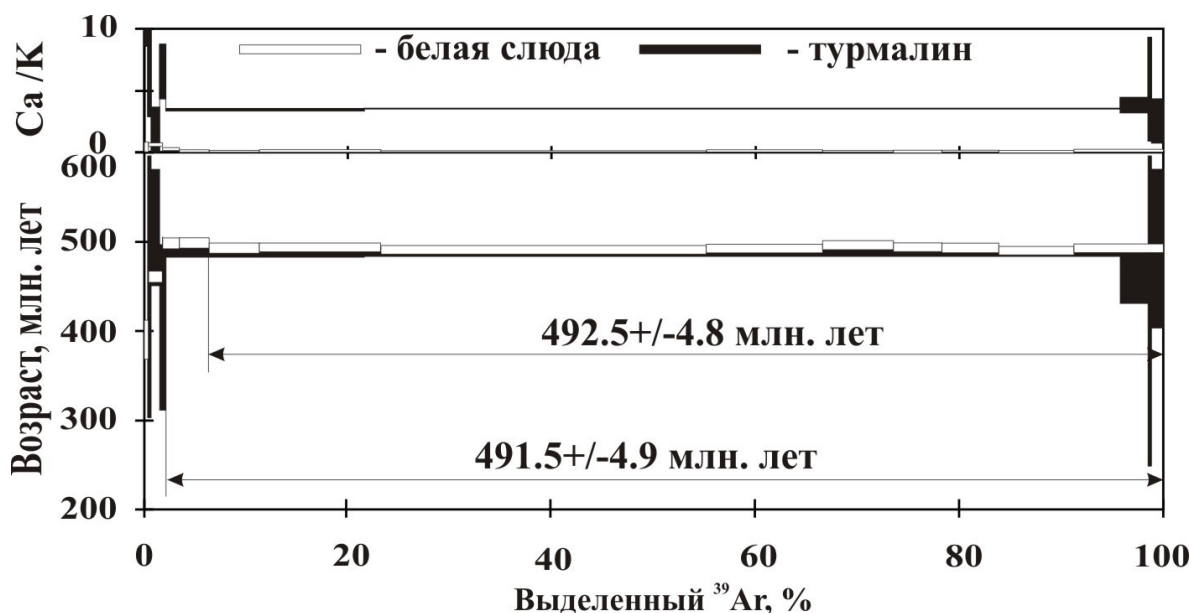


Рис. 3.15. Возрастные и Ca/K спектры, полученные для турмалина и мусковита из Tur-Qtz-Kfs-Mu породы месторождения Кумды-Коль [Корсаков, Травин и др., 2009].

Таким образом, можно говорить по крайней мере о трех эпизодах активных термических событий, повлиявших на породы высокобарического парагенезиса, с возрастом 517-505, 497-481, 460-456 млн лет. Тот факт, что изотопные системы слюд сохранили информацию об их возрасте, говорит о слабой интенсивности, либо о кратковременности событий, наложенных на высокобарические парагенезисы. На рис. 3.16 показаны результаты расчета зависимости доли потерянного радиогенного аргона кристаллической решеткой биотита от продолжительности и температуры прогрева [Travin et al., 2001] в предположении механизма объемной диффузии.

Описанные выше эпизоды формирования гранат-слюдистых и слюдястых сланцев (возраст 517-505 млн лет), Tur-Qtz-Kfs-Mu гнейсов (возраст 481-497 млн лет) протекали в условиях зоны, переходной от хрупких к пластическим деформациям (глубина – 5-8 км) в диапазоне температур 350-500 °С, либо выше. Поскольку потери радиогенного аргона биотитом высокобарического парагенезиса заведомо не превышают 10 %, можно сделать вывод о том, что продолжительность эпизодов наложенных хрупко-пластических деформаций значительно меньше наблюдаемого разброса изотопных датировок и не превышала 1 млн лет.

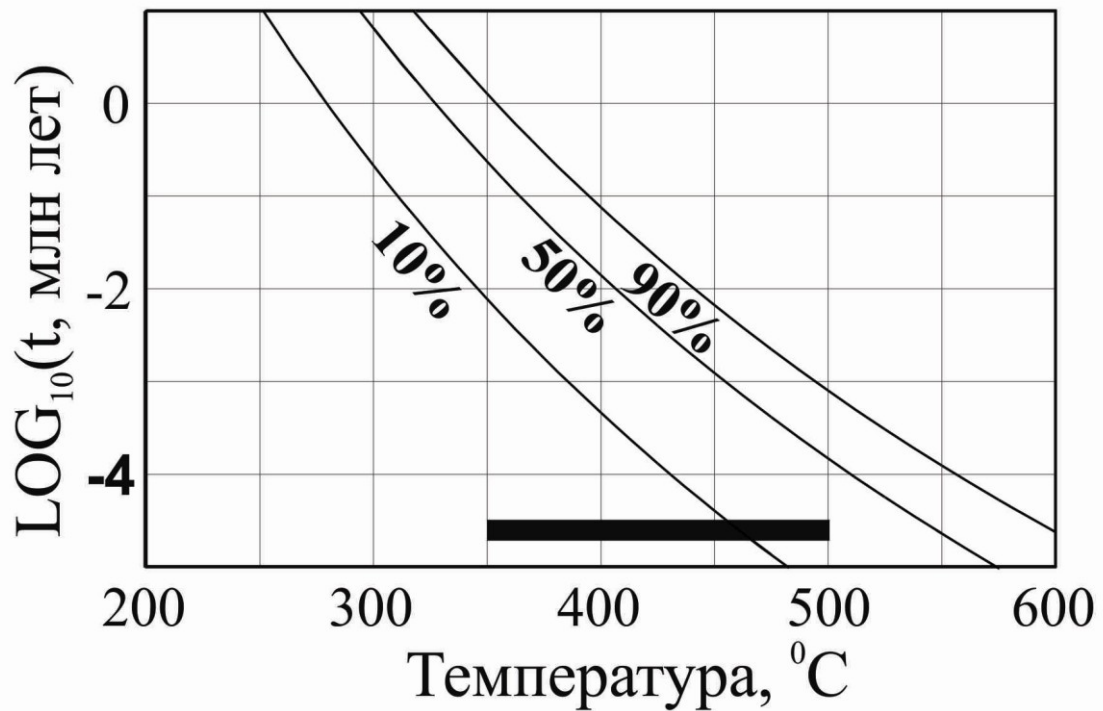


Рис. 3.16. Зависимость продолжительности изотермического прогрева биотита от температуры для 10%, 50%, 90% потери радиогенного аргона. Взято из [Travin et al., 2001]. Черной полосой показан предполагаемый диапазон температур при формировании сланцев и милонитизации.

Террейн Кулет. В пределах террейна было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование слюдястых сланцев (по 4 фенгитам, 2 биотитам), характеризующихся высокобарическим минеральным парагенезисом [Theunissen et al., 2000]. В них минимальна интенсивность проявлений проникающих деформаций, характерных для матрицы вмещающих эклогитовые линзы пород. Для нескольких образцов по

фенгиту, биотиту получены датировки, значительно превышающие возраст высокотемпературного метаморфизма (рис. 3.17, см. рис. 3.12).

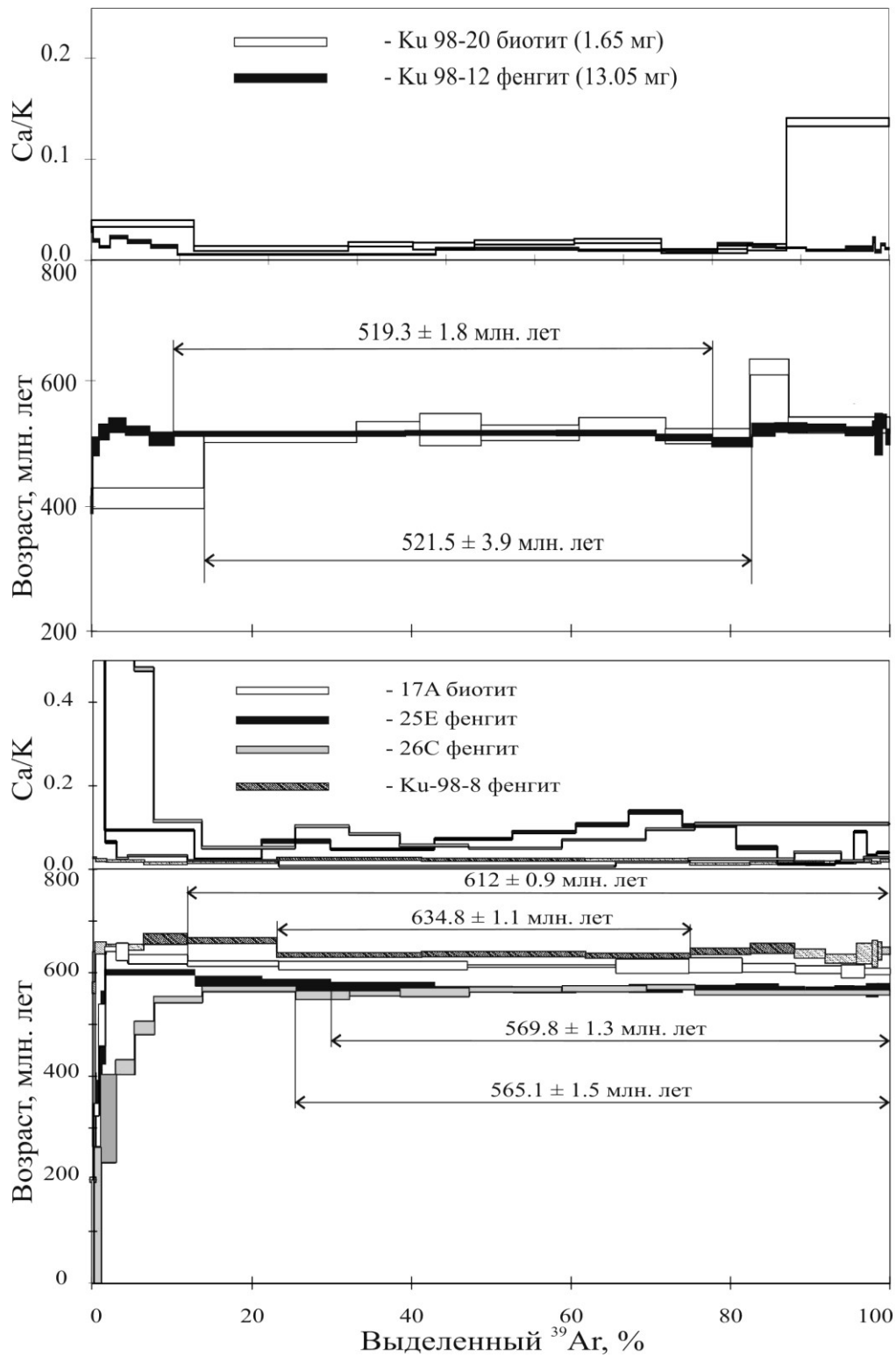


Рис. 3.17. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюдястых сланцев Кулетского террейна [Theunissen et al., 2000].

В связи с большим разбросом, а также отсутствием согласующихся с ними датировок, полученных другими методами, можно предположить, что они связаны с присутствием в решетках слюд избыточного радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$. Для фенгита из сланца и биотита из гнейса получены значения возраста (519.3 и 521.5 млн лет), согласующиеся с Sm/Nd датировкой амфибол-гранат-цоизитовой породы (см. **рис. 3.12, 3.14**) [Шацкий и др., 1993]. Таким образом, после завершения высокотемпературного метаморфизма ретроградный метаморфизм и эксгумация пород Кулетского террейна с глубины формирования (~ 100 км) до глубин порядка 5-8 км завершились в течение 5 млн лет. Датировки по слюдам из гранат-кианит-слюдистого, пироп-талек-кианит-биотитового и гранат-мусковит-биотит-кварцевого сланцев [Шацкий и др., 1993; Hacker et al., 2003] значительно моложе и попали в диапазон 499-505 млн лет (см. **рис. 3.12, 3.14**). Как и в случае террейна Кумдыколь, этот эпизод наложенных хрупко-пластических деформаций был кратким, не более 1 млн лет.

Разломные зоны. В пределах Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны имеет место широкое развитие позднекембрийско-раннеордовикской милонитизации, формирование гранат-слюдистых и слюдистых пород, трассирующих глубинные уровни разломных зон по породам составляющих субдукционно-коллизийную зону террейнов. По геологическим данным формирование разломных зон связано с надвиганием Кокчетавского микроконтинента, мегамеланжевой зоны и аккреционной призмы на образования Степнякского прогиба [Добрецов и др., 2005; 2006].

В пределах террейна Энбек-Берлык проведено датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом синдеформационного мусковита [Travin, 1999; Theunissen et al., 2000; Добрецов и др., 2006а]. Кроме этого исследовался мусковит из разломных зон аккреционной призмы, трассирующихся зонами милонитов, бластомилонитов, амфибол-мусковит-хлоритовых и мусковит-хлоритовых сланцев. Мусковит-кварцевые сланцы повсеместно трассируют разломные зоны и развиваются по всем разновидностям пород, расположенным в аккреционной призме от г. Кокчетав до п. Жанаталап на протяжении более 120 км, и характеризуют возраст ее формирования.

В спектрах исследованных образцов выделяются четкие плато (рис. 3.18, таб. 3.8, Приложение).

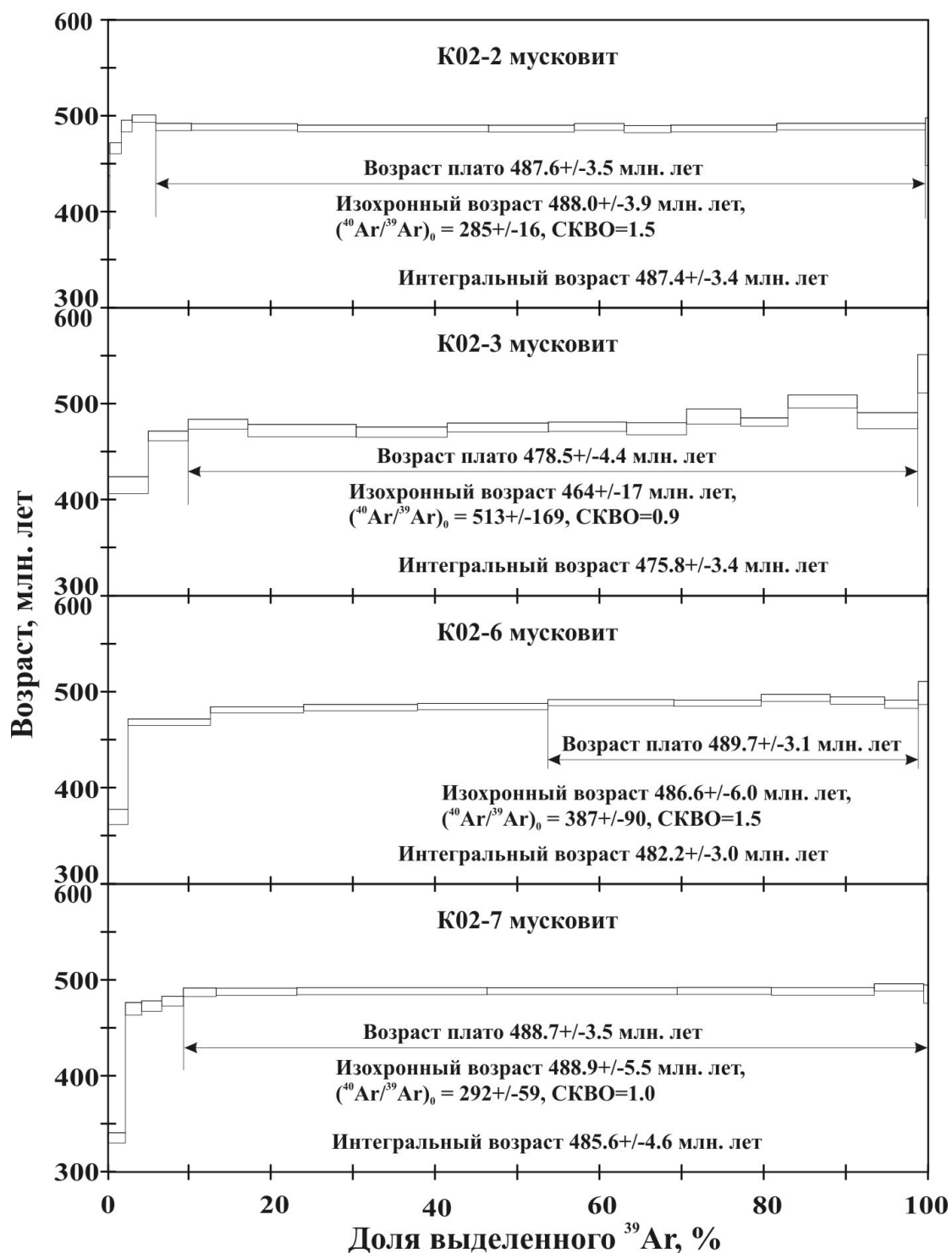


Рис. 3.18. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мусковит-кварцевых сланцев аккреционной призмы. На рисунке приведены значения возраста, рассчитанные по методу плато, изохронные для температурных ступеней, включенных в плато, и интегральные [Добрецов и др., 2005а].

Учитывая, что температура формирования сланцев сопоставима с температурой закрытия K/Ar изотопной системы мусковита (350-400°C), можно считать, что полученные датировки соответствуют возрасту формирования сланцев и, соответственно, раннеаренигскому возрасту формирования аккреционной призмы 490-478 млн лет. Сланцеватость, тени давления, сложенные кварцем, а также широкое развитие новообразованных слюдистых минералов свидетельствуют о деформациях и метаморфизме, которому подверглась вся олистострома на заключительных стадиях надвигания Кокчетавского микроконтинента, мегамеланжевой зоны и аккреционной призмы на образования Степнякского прогиба.

Породы остальных террейнов КСКЗ охарактеризованы изотопно-геохронологическими данными в значительно меньшей степени. Следует отметить U/Pb SHRIMP датировки по каймам циркона из кварц-гранат-силлиманит-мусковитового сланца даулетской свиты [Katayama et al. 2001], попадающие в диапазон 516-461 млн лет. В этих пределах варьируют $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по мусковиту из сланцев различного состава террейна Сулутобе [Travin, 1999] и даулетской свиты [Буслов и др., 2010] (см. **рис. 3.11, 3.12, 3.14**). В основном эти датировки согласуются с датировками по синтетектоническому мусковиту из кварц-слюдистых сланцев, разломных зон аккреционной призмы, террейна Энбек-Берлык и свидетельствуют о том, что 470-490 млн лет назад в результате нескольких кратковременных импульсов хрупкопластических деформаций была сформирована современная чешуйчатая структура КСКЗ.

По амфиболу из эклогитсодержащего сланца [Travin, 1999] террейна Сулутобе, биотиту из сланцев даулетской свиты [Летников и др., 1994; Travin, 1999] получены датировки 435 ± 5 , 396-402 млн лет соответственно (см. **рис. 3.14**). Столь молодые значения возраста могут быть связаны с тепловым воздействием на породы КСКЗ при формировании гранитов зерендинского комплекса, что подтверждается Rb/Sr датировками гранитов [Шатагин и др., 1994; 1995].

Обсуждение. Полученные новые и опубликованные данные позволяют рассматривать тектонику и геодинамику Северного Казахстана, как многоэтапное проявление субдукционных и коллизионных событий, произошедших в венде-

раннем ордовике в результате вхождения в зону субдукции крупного континентального блока [Добрецов и др., 2006а,б]. Кокчетавская субдукционно-коллизийная зона состоит из разновозрастных террейнов палеосубдукционной зоны, поднятых с глубин 150—200 км. Широкое развитие позднекембрийско-раннеордовикской милонитизации по палеосубдукционным породам, позднекембрийско-раннеордовикских гранат-слюдистых и слюдяных пород, трассирующих глубинные уровни разломных зон, а также приповерхностных раннеордовикских образований, таких, как олистохромы, позволяют сделать вывод о том, что террейновая структура Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны окончательно была сформирована во время последнего из фиксируемых в пределах террейна Кумдыколь, террейна Энбек-Берлык и аккреционной призмы тектонотермальных событий (см. **рис. 3.14**) в раннем ордовике – 476—490 млн лет назад. Таким образом, на основе комплексных Р-Т-t реконструкций установлена существенная автономность отдельных тектонических пластин в процессе формирования КМП: когда метаморфические породы сверхвысоких давлений западного блока (Кумдыкульский террейн) уже были эксгумированы, породы восточного блока (террейн Кулет) еще только достигли пика высокобарического метаморфизма. По-видимому, в ходе продолжающейся континентальной субдукции, еще до наступления режима жесткой континентальной коллизии, отдельные тектонические пластины срываются с континентальной коры и эксгумируются независимо друг от друга.

3.3. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны (Горный Алтай)

За исключением эклогитов, встречающихся в серпентинитовом меланже чаганзунского офиолитового комплекса, глаукофановые сланцы Уймонской зоны являются пока единственным проявлением высокобарического метаморфизма, известным в пределах Горного Алтая. Наряду с другими метаморфическими комплексами западной части Алтае-Саянской складчатой области они традиционно рассматривались как выступы позднепротерозойского кристаллического фундамента [Родыгин, 1979; Лепезин, 1978; Дук, 1982], и лишь в последнее время – в качестве образований неогей, возникших в результате коллизийных и постколлизийных процессов [Добрецов, 2000]. Поэтому большое значение имеет изотопно-

геохронологическое датирование этих высокобарических образований, которое позволяет получить оценку возрастных рубежей для субдукционных процессов при закрытии отдельных участков Палеоазиатского океана.

Уймонская зона расположена в центральной части Горного Алтая к югу от Чарышско-Теректинского разлома. Детальное петрографическое описание пород этой зоны было дано А.И. Родыгиным [1979], а специальные метаморфические и структурно-метаморфические исследования проведены Н.Л. Добрецовым с соавторами [1972], Г.Г. Лепезиным [1978], Г.Г. Дук [1982, 1995]. В последние годы было показано, что этот район представляет собой среднедевонскую деформированную чешуйчатую структуру, нарушенную позднедевонско-раннекарбонными сдвигами [Буслов, 1998; Буслов и др., 2003]. Эта структура включает в себя несколько крупных структурно-вещественных единиц [Буслов, 1998; Буслов и др., 2003; Добрецов, Буслов, Симонов, 1991]. 1) Кембро-ордовикские офиолитовые пластины, описанные как рассланцованные серпентиниты с блоками массивных серпентинизированных дунитов, пироксенитов, габбро и родингитов. 2) Блоки или пластины метаморфических пород (сланцы, гнейсы, амфиболиты), Р-Т условия образования которых отвечают эпидот-амфиболитовой фации ($T = 500\text{—}650$ °С, $P = 4\text{—}6$ кбар). 3) Толща вулканитов и туфогенных пород уймонской свиты, метаморфизованных в условиях, переходных от фации зеленых сланцев к глаукофансланцевой фации. 4) Теректинская свита, сложенная также вулканогенно-терригенными породами, но отличающаяся более низкой степенью метаморфизма, отвечающей зеленосланцевой фации, а также преобладанием метаграувакк и метакarbonатных пород. 5) Позднекембрийская-раннеордовикская вулканогенно-осадочная сугашская свита, представленная туфами, туфогенными песчаниками, кремнистыми породами и известково-щелочными островодужными вулканитами [Дук, 1982]. 6) Неметаморфизованные песчано-сланцевые толщи среднего палеозоя и вулканогенно-осадочные породы раннего-среднего девона.

Нами исследовались разрезы уймонской свиты на западном берегу р. Катунь вдоль ее притоков – р. Ниж. Катанда и р. Дети-Кочек [Волкова и др., 2005]. Эти разрезы представлены пакетом пластин, сложенных главным образом метабазитами, которые чередуются с метаграувакками, метачертами со спессартином и пьемонтином, а также маломощными линзами мраморов. Между отдельными

пластинами иногда фиксируются маломощные зоны зеленосланцевых бластомилонитов.

Метабазиты уймонской свиты представляют собой тонкосреднезернистые (до 2 мм) сланцеватые (сланцеватость обычно выражается в ориентировке слюды, хлорита, амфибола), реже массивные породы. Слагающие их минеральные ассоциации включают в себя Na- и Na-Ca-амфиболы, актинолит, фенгит, эпидот, хлорит, альбит, кварц, кальцит; редко встречаются стильпномелан и пумпеллит. Сфен присутствует в качестве акцессорной фазы в большинстве образцов. Гематит или магнетит, но не оба вместе, встречаются в небольших количествах в некоторых образцах. Такие минералы, как лавсонит, омфацит, арагонит, которые характерны для HP/LT метаморфизма, не обнаружены. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией является $\text{Amph} + \text{Ep} + \text{Chl} + \text{Phe} + \text{Ab} + \text{Qtz} \pm \text{Mag}(\text{Hem}) \pm \text{Cal}$. В зависимости от состава амфибола данные породы можно разделить на глаукофановые, винчит-актинолитовые и актинолитовые сланцы.

Судя по валовому химическому составу пород, протолитами метабазитов уймонской свиты в основном являлись базальты с содержанием $\text{SiO}_2 = 44.6\text{—}49.5$ мас.%, и только единичные образцы отвечают по составу пикробазальтам и андезитобазальтам.

С использованием (Na-Ca) амфибол-альбит-хлорит-эпидот-кварцевого геотермобарометра [Triboulett, 1992] P-T параметры метаморфизма оцениваются в $350\text{—}400$ °C и $6\text{—}8$ кбар [Волкова и др., 2005]. Оценки неопределенности составляют не более ± 80 °C и 1.5 кбар. Оценки с использованием программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998] показали близкие значения давлений, но более высокие температуры ($\sim 400\text{—}450$ °C).

Имеющиеся изотопные датировки показывают значительный разброс оценок времени образования и метаморфизма для пород уймонской свиты. На древний возраст протолита указывают K/Ar датировки по реликтовой роговой обманке из актинолитового сланца [Дук, 1982; 1995], Sm/Nd модельные датировки по валовым пробам метапелитов – $1160\text{—}1050$ млн лет [Плотников и др., 2003]. Первые K/Ar определения возраста высокобарического метаморфизма для метабазитов уймонской свиты [Дук, 1982; 1995] показали: $570\text{—}600$ млн лет по кросситу из эпидот-кросситовых сланцев, 600 млн лет по стильпномелану и $670\text{—}740$ млн лет по

фенгиту и актинолиту из актинолитовых сланцев. Новые K/Ar датировки, выполненные в Университете Окаяма (Япония) для пород уймонской свиты, попадают в диапазон 455—400 млн лет [Буслов и др., 2003].

Для определения возраста метаморфизма пород уймонской свиты нами были исследованы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева фенгит и глаукофан из образцов 29-2 и С-1/15 [Волкова и др., 2003; Волкова и др., 2005]. Оба эти образца глаукофановых сланцев метабазитового состава содержат минеральную ассоциацию глаукофан + фенгит + эпидот + альбит + хлорит + кварц + магнетит и были отобраны на участке Ниж. Катанда. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования представлены на **рис. 3.20, таб. 3.9** (Приложение). В возрастном спектре фенгита из обр. 29-2 выделяется хорошее плато с возрастом 485.3 ± 2.1 млн лет. В спектре глаукофана (обр.С-1/15) также выделяется возрастное плато со значением 483.7 ± 9.6 млн лет. Близкие оценки возраста, но при больших погрешностях, получены и для сопряженных минералов при одноступенчатом нагреве: по глаукофану из обр. С-1/15 – 491.2 ± 4.7 млн лет и по фенгиту из обр. 29-2 – 486.9 ± 20.2 млн лет.

Температура закрытия K/Ar системы исследованных минералов совпадает в случае фенгита (350—400 °С) с оценкой температуры высокобарического метаморфизма, либо существенно превышает ее в случае глаукофана (500—550 °С). Поэтому измеренный возраст должен соответствовать времени образования минерала. Совпадение полученных датировок позволяет исключить влияние захваченного радиогенного аргона, с одной стороны, с другой – возможность искажения изотопных систем при поздних наложенных воздействиях.

Таким образом, полученные датировки указывают на раннеордовикский (тремадок-аренигский) возраст глаукофансланцевого метаморфизма уймонской свиты. Следует отметить, что этому времени отвечают K/Ar определения (493 ± 13 и 487 ± 22 млн лет) возраста наложенного метаморфизма эклогитов Чаган-Узунского массива [Добрецов, 2000; Buslov et al., 2001] и U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb/Sr изотопные датировки (около 490 млн лет) раннепалеозойского коллизионного гранитоидного магматизма в западной части Алтае-Саянской складчатой области [Владимиров и др., 1999].

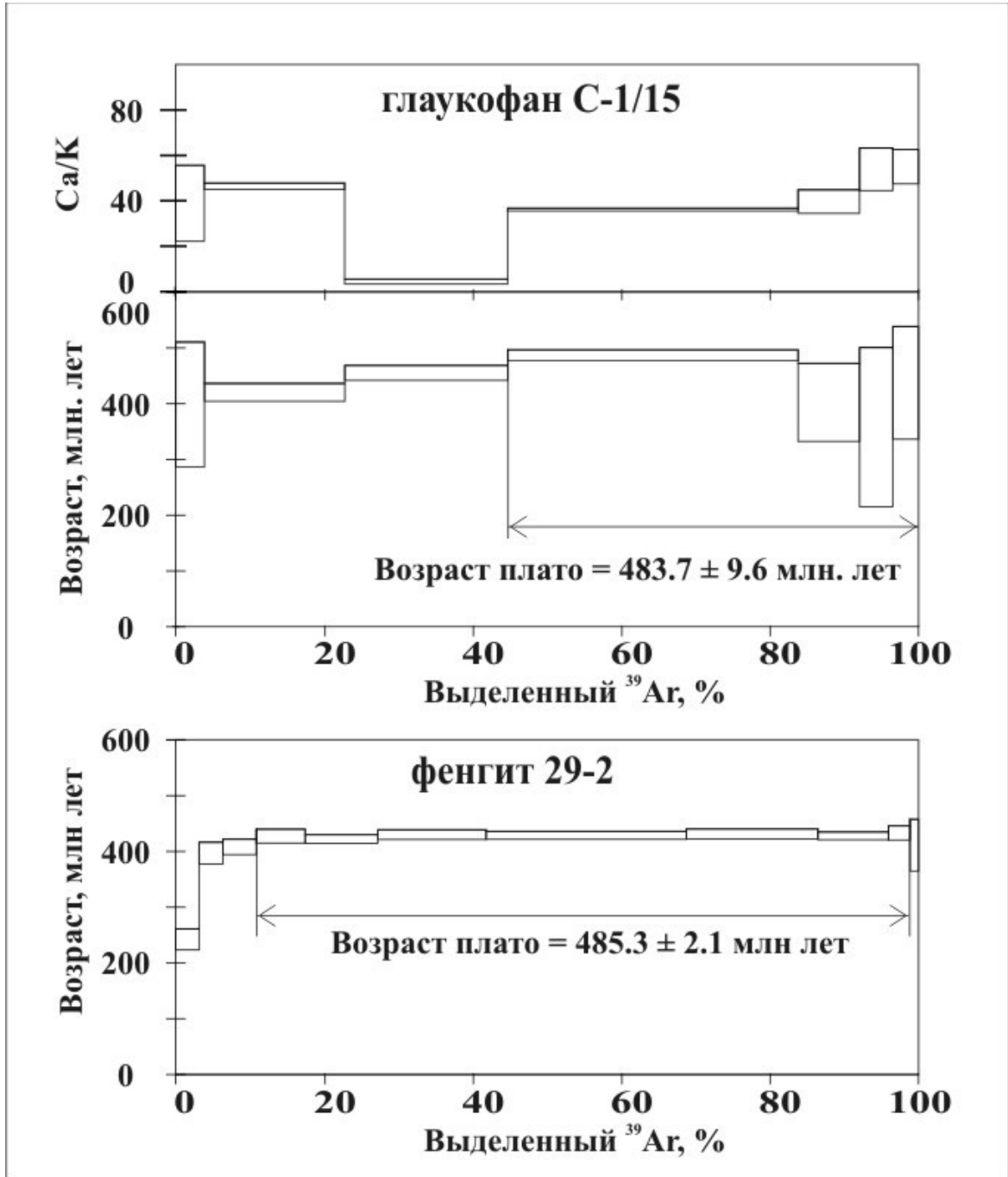


Рис. 3.20. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов из эклогитов Уймонской зоны [Волкова и др., 2003; Волкова и др., 2005].

На основании проведенных исследований можно утверждать, что после венд-раннекембрийского субдукционного этапа, фиксируемого изотопными датировками эклогитов из серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива, в эволюции Палеоазиатского океана имела место раннеордовикская субдукция, результатом

которой явился глаукофансланцевый метаморфизм пород уймонской свиты. Так же, как и для Чаган-Узунского массива, возможной причиной прекращения субдукции могла быть коллизия симаунта с островной дугой (фрагментами которой, по видимому, являются кембро-ордовикские вулканогенно-осадочные породы сугашской свиты, представленные туфами, туфогенными песчаниками, кремнистыми породами и известково-щелочными островодужными вулканитами), в результате чего комплекс был эксгумирован с глубины около 25 км. Но современная чешуйчатая структура, включающего наряду с породами уймонской свиты более высокотемпературные метаморфические породы тургундинского комплекса, неметаморфизованные осадки и офиолитовые пластины, является результатом позднедевонской «косой» коллизии Алтае-Монгольского террейна и Сибирского кратона [Буслов и др., 2000; Buslov et al., 2001; Буслов и др., 2003].

3.4. Глаукофановые сланцы и эклогиты Чарской зоны (Восточный Казахстан)

Чарская сдвиговая зона протягивается на сотни километров с северо-запада на юго-восток через весь Восточный Казахстан и является главной структурой, разделяющей образования Сибирского и Казахстанского континентов [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Буслов и др., 2003]. В осевой части Чарской зоны располагается Чарский офиолитовый пояс, который представляет собой мегамеланж, включающий расчлененные офиолиты, блоки вулканических, HP/LT метаморфических и осадочных пород в серпентинитовой матрице (**рис. 3.21**). Возраст осадочных пород, которые относятся к океаническому ложу, гайотам, склонам островных дуг, датируется главным образом поздним девоном - нижним карбоном [Ермолов и др., 1981; Сенников и др., 2003], хотя в глубоководных кремнистых породах обнаружены также ордовикские радиолярии [Ивата и др., 1994]. Детальные петролого-геохимические исследования [Симонов и др., 2010; Safonova et al., 2004, 2012] вулканических пород Чарской зоны показали, что они формировались в различных палеогеодинамических обстановках: срединно-океанических хребтов, океанических плато, внутриплитных океанических островов и островных дуг. Расшифровка последовательности геологических событий, приведших к формированию мегамеланжа Чарской зоны, вносит существенный

вклад в понимание истории геодинамического развития Восточного Казахстана, Южной Сибири и Северо-Западного Китая.

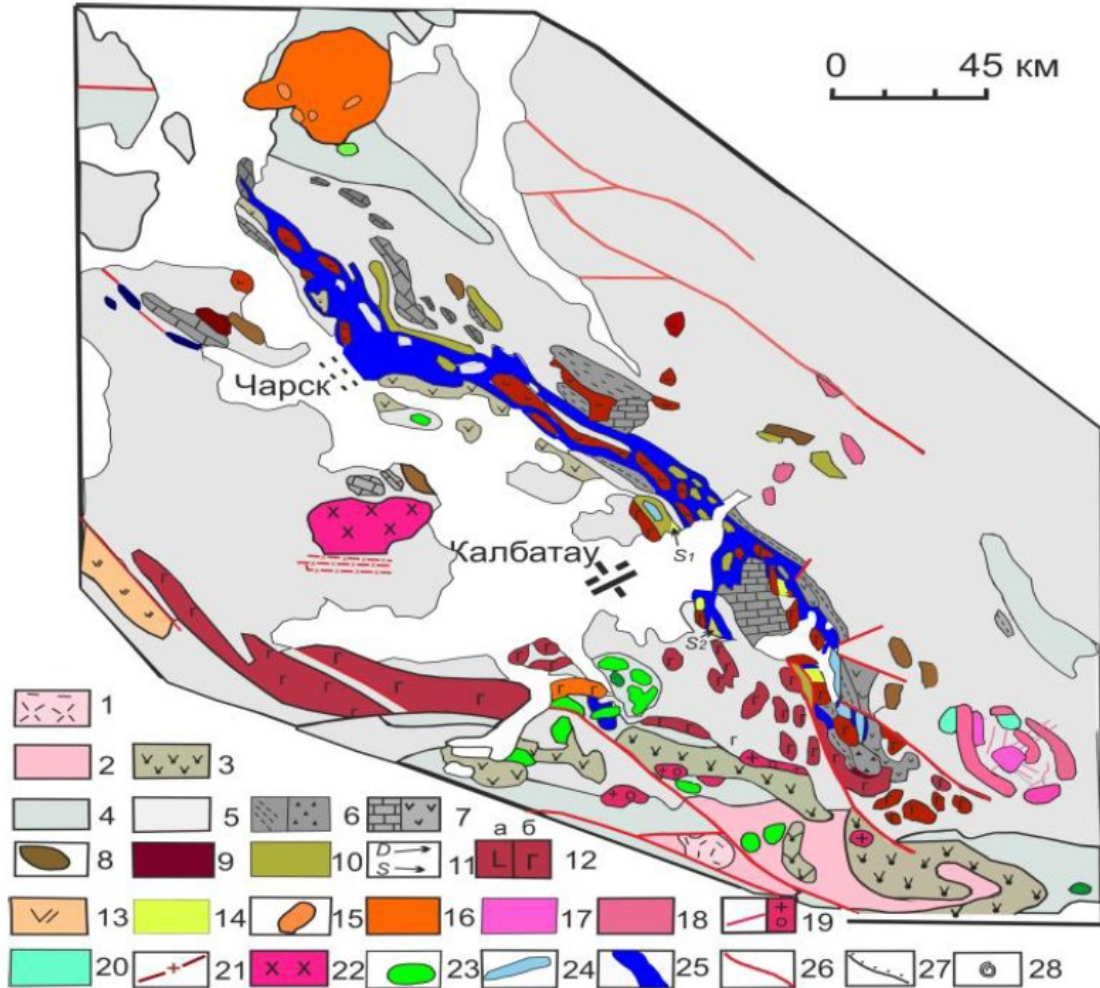


Рис. 3.21. Обзорная карта Чарского пояса по [Ермолов П.В., 1981; Buslov et al., 2004]. Стратиграфические комплексы. 1-3 – неоавтохтон: 1-Тюрешокинский к-с С3 (базальты, трахиандезиты, трахиты); 2- осадочные породы С2-3 (конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки); 3- Даубайский комплекс С2-3 (андезиты, базальты, трахиты). 4-5 – автохтон: 4- Буконьский осадочный к-с С2-3 (конгломераты, известняки, алевролиты); 5- осадочный к-с С13 (песчаники преимущественно). 6-14 – аллохтон: 6-7 – полифациальная серия пород С12 (6а – известняково-песчано-алевролитовые отложения с олистостромовыми горизонтами, 6б- олистостромовый к-с, 7а – рифовые известняки, 7б- вулканический к-с: базальты, андезиты, дациты, риолиты); 8 – базальты, андезиты, кремнистые породы D2-С1; 9- рифовые известняки Девона объединенные; 10- кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, яшмы, известняки D2-3; 11- отложения Силура и Девона нерасчлененные; 12- яшмо-базальтовый к-с O2-D3: а- базальты, андезибазальты, серые и зеленовато-серые фтаниты; б- подушечные базальты и красные яшмы; 13- дифференцированные вулканические серии D1, 14- граптолитовые сланцы S1-2. 15-24 – интрузивные к-сы:

15- щелочные граниты P2-T1; 16- дельбегетейский к-с аляскитов С3-P1; 17-20- Тастауский к-с С3. 21-23- аргимбайский к-с. 24- Николаевский габбро-тоналитовый к-с С1; 25- серпентинитовый меланж; 26- разломы; 27- несогласия; 28- фауна.

HP/LT метаморфические породы, встречающиеся в виде экзотических включений в серпентинитовой матрице [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Волкова и др., 2008], отражают наиболее ранний субдукционный этап развития этого региона. Они представлены гранат-барруазитовыми, барруазитовыми и катофоритовыми амфиболитами, глаукофанитами и метачертами (метаморфизованными кремнистыми осадками) и показывают широкие вариации модального и минерального составов. Находки эклогитов в Чарской зоне довольно редки [Добрецов, 1974; Хомяков и Ермолов, 1981; Волкова и др., 2008], поскольку при их подъеме они замещаются ретроградными ассоциациями апоэклогитовых амфиболитов вследствие интенсивного взаимодействия с флюидами, циркулирующими в зоне субдукции.

Ранее было проведено датирование гранатовых амфиболитов и глаукофановых сланцев по мусковиту K/Ar методом [Buslov et al., 2001]. Полученные датировки попали в интервал 444-429 млн лет, позволивший сделать вывод о кембрийском – ранне-ордовикском возрасте субдукции. U/Pb методом SHRIMP II по циркону из гранат-глаукофановых кварцитов получены датировки в широком диапазоне от 355 до 490 млн лет, при этом среднее для трех конкордантных точек составило 458 ± 5 млн лет [Ермолов, 2013]. В то же время, по циркону из амфиболита, представляющего главный тип породы в низкобарическом комплексе получена надежная датировка (16 точек) – 436.5 ± 5.6 млн лет, совпадающая с результатами K/Ar датирования.

Оценки P-T параметров метаморфизма [Волкова и др., 2008] глаукофановых сланцев (включая гранат-барруазитовые), выполненные с использованием программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998], свидетельствуют об интервале температур их образования 500 – 570 °C в диапазоне давлений 5 – 13 кбар. В то же время P-T параметры метаморфизма эклогитов достигают 650 – 700 °C и 15 – 19 кбар. Значительный разброс по давлению, по-видимому, отражает различную глубину погружения исходных пород (океанических базалтов и кремнистых осадков) в субдукционную зону.

Большая часть HP/LT пород Чарской зоны отвечают по химическому составу базальтам толеитовой и субщелочной серий ($\text{SiO}_2 = 43 - 52$ масс. %) и только единичные образцы соответствуют андезитобазальтам [Волкова и др., 2008]. Геохимические характеристики большинства метабазитов Чарской зоны, включая эклогиты, позволяют предполагать, что их протолитами являлись фрагменты офиолитов (толеитовые базальты типа E-MORB, реже N-MORB). По сравнению с другими метабазитами Чарского пояса [Волкова и др., 2008], эклогиты характеризуются пониженными содержаниями некоторых LILE (K, Rb, Cs, Ba) и HFSE элементов. По соотношению Th/Nb и Ce/Nb эклогиты Чарской зоны наиболее близки к толеитовым базальтам океанических плато.

Для определения возраста высокобарических пород из серпентинитового меланжа Чарской зоны были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования фенгита и амфибола из двух образцов глаукофановых сланцев (Н-41-03, Н-25-03) [Волкова и др., 2011] и двух образцов эклогитов (С-15-08, 1423) [Волкова и др., 2016].

Образец Н-41-03 сложен гранатом (Prp18, Alm54, Grs26, Sps2), барруазитом ($\text{Na}(\text{B}) = 0.55$ ф.е., $\text{Mg}\# = 0.80-0.82$), фенгитом ($\text{Si} = 3.29$ ф.е.), эпидотом, альбитом, хлоритом и сфеном. Образец Н-25-03 содержит барруазит ($\text{Na}(\text{B}) = 0.53$ ф.е., $\text{Mg}\# = 0.70$), фенгит ($\text{Si} = 3.34-3.37$ ф.е.), эпидот, альбит и сфен. Эклогиты были обнаружены в центральной части Чарской зоны, где они встречаются в виде небольших тел (блоков) размером от первых метров (обр. 1423) до 20 м (обр. С-15-08) в поперечнике. Образец 1423 сложен гранатом (Alm55-61, Grs26-32, Prp10-11, Sps1-3), омфацитом (40-46 % Jd), сине-зеленой роговой обманкой (Mg-Hbl, $\text{Na}_\text{B} = 0.42-0.44$, $\text{Mg}\# = 0.55-0.58$), эпидотом с $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}) = 9-11$ %, фенгитом ($\text{Si} = 3.36-3.43$), рутилом и сфеном. Минеральный состав образца С-15-08: гранат (Alm59-60, Grs16-23, Prp11-12, Sps4-6, Adr1-3) + омфацит (30-41 % Jd) + барруазит ($\text{Na}_\text{B} = 0.82-0.97$, $\text{Mg}\# = 0.70-0.75$) + эпидот ($\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}) = 14$) + фенгит + сфен.

Графики ступенчатого нагрева всех фенгитов и амфиболов (рис. 3.22, таб. 3.10, Приложение) показывают хорошие плато с совпадающими в пределах ошибки значениями возраста. Учитывая, что температура закрытия K/Ar изотопной системы в фенгите составляет порядка 370°C , в амфиболе – 550°C , полученные оценки возраста должны соответствовать завершающему этапу высокобарического метаморфизма. Совпадение полученных датировок позволяет исключить влияние

захваченного радиогенного аргона и возможность искажения изотопных систем при поздних наложенных воздействиях.

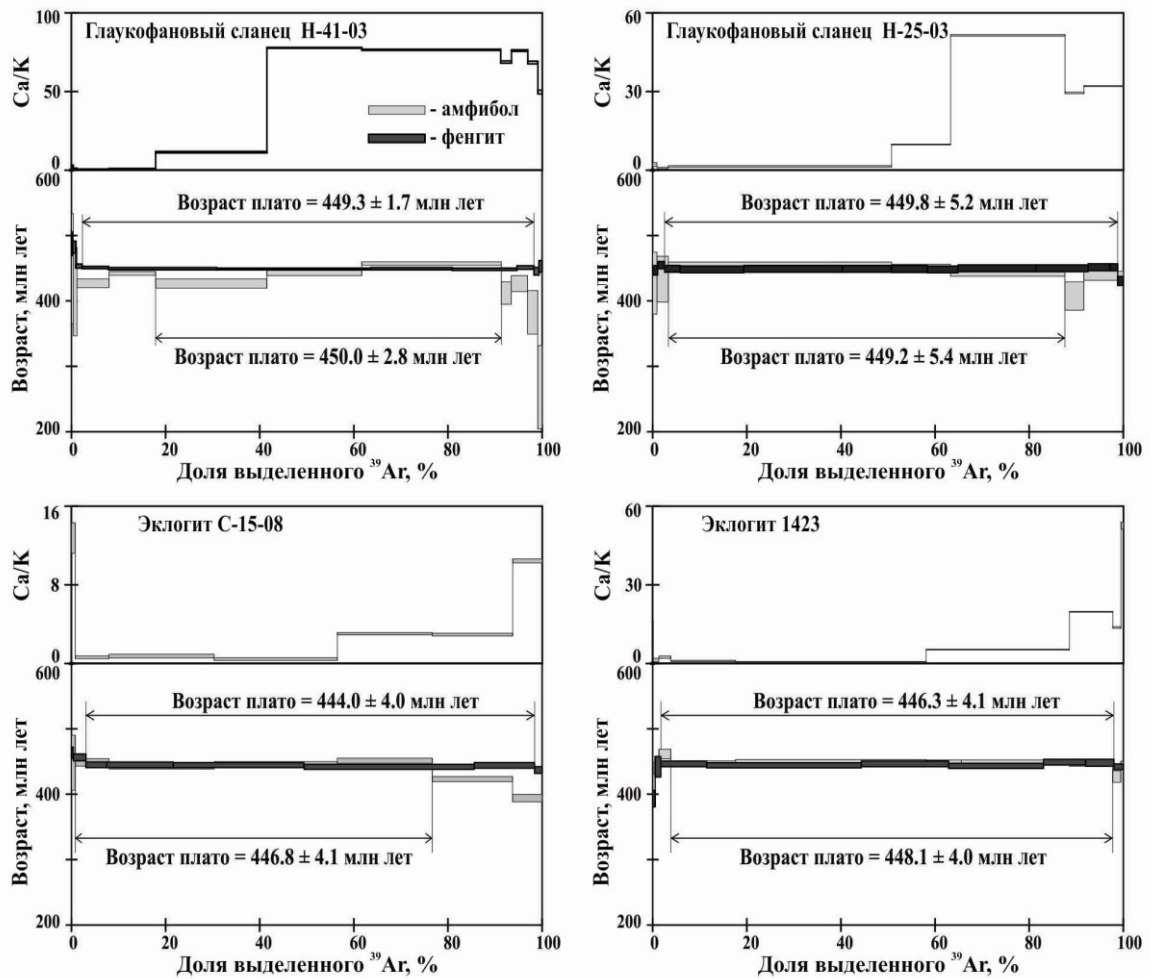


Рис. 3.22. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K спектры для фенгита и амфибола (барруазита) из глаукофановых сланцев и эклогитов Чарской зоны [Волкова и др., 2011; 2016].

С другой стороны, совпадение возраста эксгумации (по фенгиту и амфиболу) для образцов, представляющих различные уровни глубинности палеосубдукционной зоны (от 5 до 19 кбар), свидетельствует в пользу одновременного подъема этих пород исключительно во время кратковременного эпизода. Логично предположить, что он соответствует значительному увеличению скорости субдукции в пределах Палеоазиатского океана.

Полученные датировки указывают на позднеордовикский возраст эксгумации гранат-барруазитовых пород и эклогитов и согласуются с наиболее древними из K/Ar определений возраста ($444\text{--}429$ млн лет), полученных по мусковиту [Buslov et al., 2001].

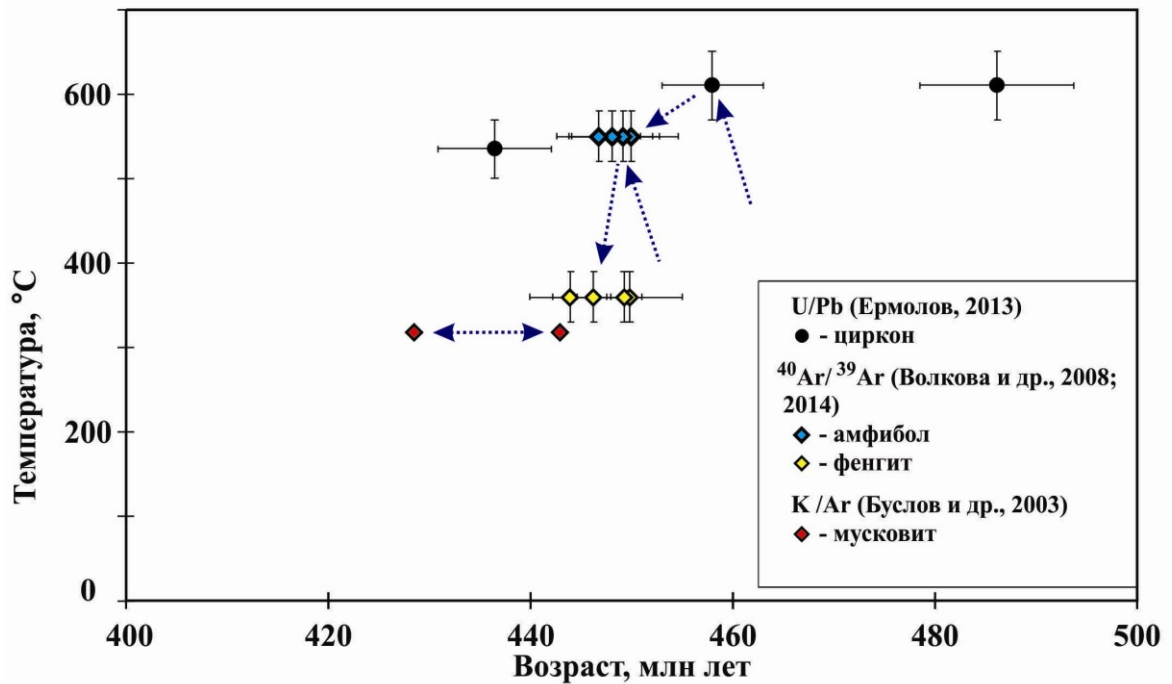


Рис. 3.23. Реконструкция истории активных термических событий для пород Чарской зоны на основе данных изотопного датирования.

3.5. Глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян)

Нами было проведено изучение глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта Западного Саяна (бассейны рек Коярд и Ореш, **рис. 3.22**). Здесь с юго-востока на северо-запад четко обособляются три зоны, разделенные тектоническими контактами [Сарбаа и др., 1973; Добрецов, Пономарева, 1977]:

1. Пластина офиолитов – Коярдский массив, выделенный в составе иджимского габбро-гипербазитового комплекса. Общий разрез офиолитов в районе Коярдского массива включает дунит-гарцбургитовую, дунит-клинопироксенит-габбровую (полосчатую) и габбро-диабазовую дайковую ассоциации, имеет субслоистое (псевдостратифицированное) строение [Добрецов, Пономарева, 1977; Сибилев, 1980]. По составам изученных минералов, офиолиты Куртушибинского хребта соответствуют фундаменту современных энсиматических островных дуг [Ступаков, Симонов, 1997]. Венчают офиолитовый разрез лавы, подушечные лавы, реже туфы толеитовых базальтов с прослоями кремнистых пород и метаграувакк верхнекоярдской свиты, мощность которой по разным оценкам варьирует от 300-500 м до 1600 м. По составам изученных минералов офиолиты Куртушибинского

хребта соответствуют фундаменту современных энсиматических островных дуг [Ступаков, Симонов, 1997].

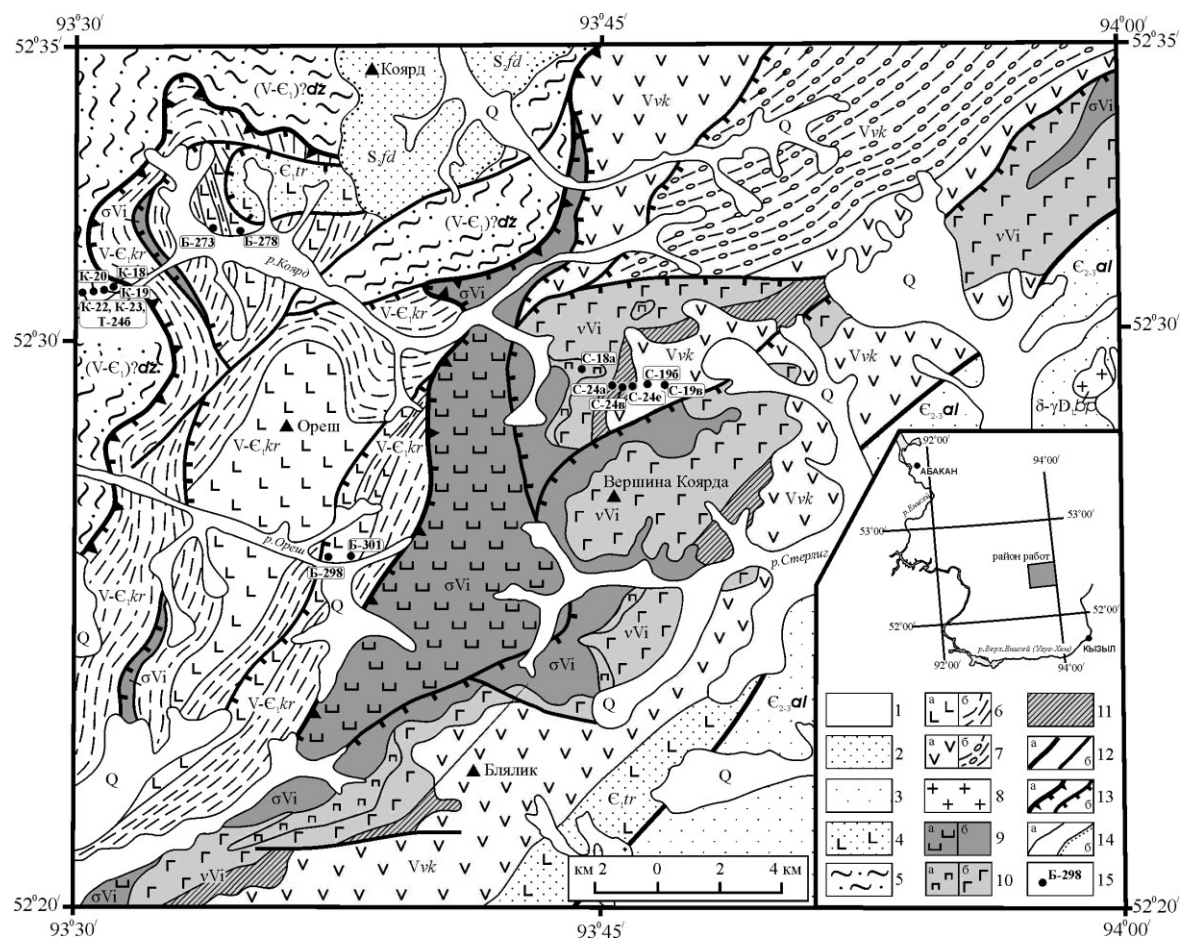


Рис. 3.22. Геологическое строение участка «Коярд» Куртушибинского офиолитового пояса (составлена на основе Геологической карты м-ба 1:50 000 [Сарбаа и др., 1973]). Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения, Q; 2 – федоровская свита, *S₂fd* (песчаники, алевролиты, гравелиты); 3 – аласугская серия, *C_{2,3}al* (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты); 4 – терешкинская свита, *C₁tr* (песчаники, алевролиты, туффиты, туфы и эффузивы основного и среднего составов); 5 – джебашская серия, (V-C)₁?dž (глаукофановые и зеленые сланцы, метачерты); 6 – куртушибинская свита, V-C₁kr (а – преобладающие базальты, подушечные базальты, их туфы; б – преобладающие сланцы черные кремнистые и глинистые); 7 – верхнекоярдская свита, Vvk (а – базальты, подушечные базальты, их туфы; б – сланцы черные кремнистые и глинистые); 8 – большепорожский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс, δ-γD₁bp; 9-11 – иджимский габбро-гипербазитовый комплекс (Коярдский массив): 9 – дунит-гарцбургитовая ассоциация, σVi (а – дуниты, гарцбургиты; б – серпентиниты); 10 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (полосчатая) ассоциация, vVi (а – пироксениты, б – габбро); 11 – габбро-базальтовая (дайковая) ассоциация; 12 – разломы (а – главные, б – прочие); 13 – надвиги (а – главные, б – прочие); 14 – геологические границы (а), в том числе с региональным угловым несогласием (б); 15 – места отбора образцов и их номера.

2. Куртушибинская свита, которая граничит по зоне разлома с ультрабазитами Коярдского массива и образует прерывистую полосу вдоль его западного контакта. Нижняя часть свиты, мощностью около 1 км, сложена базальтовыми пиллоу-лавами, туфами, метаграувакками, кремнистыми породами. Верхняя часть куртушибинской свиты (< 1.7 км), отличается преобладанием сланцев (глинистых, глинисто-кремнистых, кремнистых, углеродисто-кремнистых) с переменным количеством вулканогенного материала.

3. Глаукофановые и зеленые сланцы джебашской серии, протягивающейся к северо-западу от куртушибинской свиты и зоны надвигов. Мощность джебашской серии около 1300 м.

Судя по валовому химическому составу, глаукофановые сланцы джебашской серии отвечают базальтам субщелочной серии с содержанием $\text{SiO}_2 = 44\text{--}47$ вес. % и характеризуются повышенными содержаниями титана, щелочей и фосфора. Геохимические характеристики этих пород свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили океанические базальты, сопоставимые с некоторыми типами обогащенных MORB. Спектры распределения редкоземельных элементов в глаукофановых сланцах демонстрируют небольшое обогащение легкими РЗЭ над тяжелыми: $\text{Ce}_N = 34.3\text{--}73.2$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 2.56.5$, $(\text{La}/\text{Sm})_N > 1$. Мультиэлементные кривые распределения глаукофановых сланцев характеризуются отрицательным наклоном, обусловленным повышенными содержаниями в отдельных образцах U, Th, Nb, Ta и легких РЗЭ, деплетированием в отношении LIL-элементов (Rb и Ba) и отчетливо выраженными K- и Sr-минимумами. Такие спектры характерны для некоторых типов E-MORB и P-MORB базальтов.

Сравнение химических и редкоэлементных составов глаукофановых сланцев со слабо измененными базальтами куртушибинской свиты показало, что они практически не различаются в отношении содержаний таких устойчивых к воздействию флюидов элементов как Ti, P, Zr, Hf, Y, средних и тяжелых РЗЭ. Средние содержания петрогенных компонентов также не показывают статистически значимых различий, за исключением повышенных содержаний потерь при прокаливании (образование хлорита, эпидота, амфиболов, реже слюды, кальцитовых прожилков) и пониженных содержаний K_2O . Близкое пространственное расположение этих пород, аналогичный характер распределения в них редких

элементов позволяют предполагать, что базальты куртушибинской свиты и протолиты глаукофановых сланцев формировались из единого обогащенного мантийного источника в условиях океанических поднятий. Глаукофансланцевый метаморфизм привел лишь к незначительным изменениям химизма: интенсивному выносу K, Rb, Ba.

В то же время диабазы дайкового комплекса офиолитов Коярдского массива и венчающие их пиллоу-лавы верхнекоярдской свиты резко отличаются по своему химизму от базальтов куртушибинской свиты и глаукофановых сланцев джебашской серии. Они сильно деплетированы в отношении высокозарядных несовместимых элементов и РЗЭ, имеют положительный наклон кривых распределения РЗЭ, и в целом отвечают по составу N-MORB базальтам, но при этом демонстрируют хорошо заметные надсубдукционные метки (Nb- и Ta-минимумы). Ранее на основании геологических и петрологических данных [Куренков, Диденко, Симонов, 2002] было показано, что офиолиты Коярдского массива формировались в два этапа: первый этап соответствовал начальной стадии концентрированного спрединга в условиях океанических рифтов; второй этап отвечал рассеянному спредингу, характерному для островодужных систем. Полученные геохимические данные также свидетельствуют о том, что базиты дайкового комплекса и верхнекоярдской свиты близки образованиям, составляющим основания океанических островных дуг.

Для определения возраста метаморфизма нами были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования фенгита и глаукофана из глаукофанового сланца джебашской серии (рис. 3.23, таб. 3.11 в Приложении, обр. № К-5-06). В возрастном спектре фенгита выделяется плато со значением 469.7 ± 7.0 млн лет. Для ступени в спектре глаукофана, характеризующейся 89% выделенного ^{39}Ar , получено значение – 464.1 ± 9.7 млн лет. На основании совпадения датировок по двум минералам с различной устойчивостью K/Ar изотопной системы, а, также учитывая, что температура закрытия изотопной системы амфибола сопоставима с температурой высокobarического метаморфизма, логично предположить, что возраст метаморфизма – 468 ± 6 млн лет.

Таким образом, разлом вдоль западного обрамления Коярдского массива, по которому ультрабазиты граничат с отложениями куртушибинской свиты, может

рассматриваться как зона сочленения двух блоков океанической коры, базитовые породы которых имели различные источники.

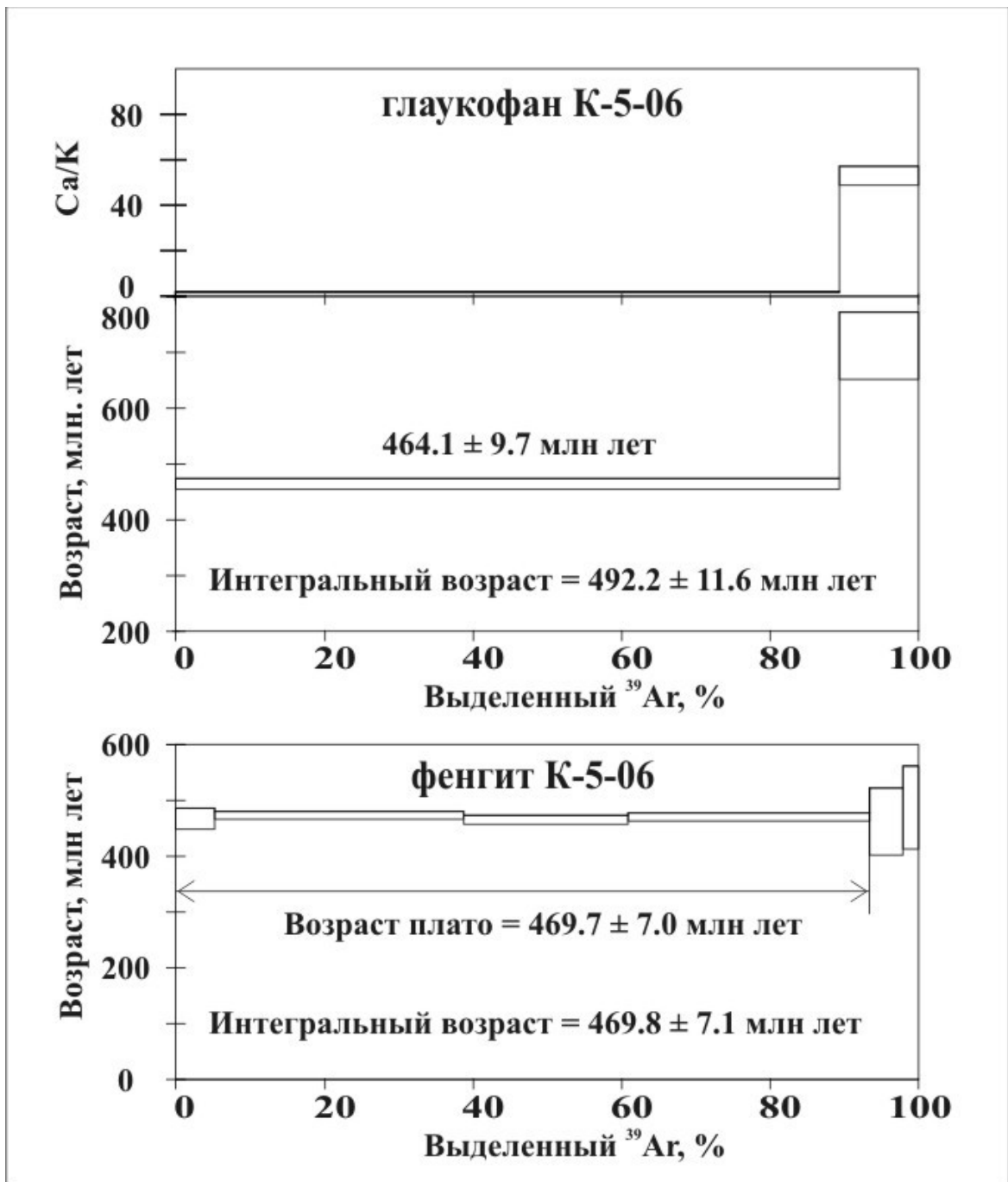


Рис. 3.23. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования глаукофана и фенгита из глаукофанового сланца джебашской серии Куртушибинского хребта [Волкова и др., 2008].

Глаукофансланцевый метаморфизм пород джебашской серии явился следствием ордовикских коллизионных событий, когда произошло погружение

океанической литосферной плиты (включая поднятия) в юго-восточном направлении (в современных координатах) под островную дугу в интраокеанической конвергентной обстановке. Субдукционные процессы маркируются также специфическими «надсубдукционными» геохимическими метками в базитах дайкового комплекса и базальтах верхнекоярдской свиты, а также формированием дифференцированной вулканической серии в составе терешкинской свиты, перекрывающей пиллоу-лавы верхнекоярдской свиты. Следует отметить, что подобный сценарий формирования характерен практически для всех глаукофансланцевых комплексов южного обрамления Сибирского кратона [Волкова, Складов, 2007], в отличие от глаукофансланцевых комплексов Северного Китая, формирование которых связано с субдукцией под микроконтиненты гондванского типа.

ГЛАВА 4. ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ПРИОЛЬХОНСКОЙ КАЛЕДОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЫ

Ольхонский регион является фрагментом аккреционно-коллизийного пояса Западного Прибайкалья, сформированного в результате раннекаледонских событий, связанных с закрытием Палеоазиатского океана на южной окраине (в современных координатах) Сибирского кратона [Федоровский и др., 1995; Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al, 2005] (рис. 4.1). Глубокая степень метаморфизма и структурно-вещественных преобразований в течение долгого времени служили основанием для отнесения метаосадочных, метавулканогенных и интрузивных пород этого региона к глубокому докембрию [Павловский, Ескин, 1964]. Первые результаты U/Pb изотопного датирования метаморфических и магматических пород Ольхонского региона, полученные Е.В. Бибиковой с соавторами [Бибикова и др., 1990], а также Ф.А. Летниковым с соавторами [Летников и др., 1990], позволили отнести структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона к ранним каледонидам, однако остались открытыми вопросы их тектонической интерпретации. Сейчас структуру Ольхонского региона рассматривают, как пакет тектонических пластин, отделенных от протерозойских пород Сибирского кратона blastomylonитами Приморского разлома и коллизийного шва. Эти литопластины резко различаются породными ансамблями, степенью их метаморфических преобразований и спецификой магматизма [Федоровский и др., 2003]. В структуре региона выделяются три главные зоны: Чернорудская, Анга-Сатюрты, Ангинская (рис. 4.2), при этом с северо-запада на юго-восток уменьшается степень метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Каждая из выделенных зон имеет специфический набор метаморфических и магматических комплексов, однако их общим признаком является «сквозное» развитие синметаморфических гранит-лейкогранитов, «запечатывающих» отдельные литопластины с контрастной степенью метаморфизма [Федоровский и др., 1995; Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al, 2005; Федоровский и др., 2003].

Результаты изотопного датирования, проведенного в последние годы, позволили установить, что собственно магматические процессы в Приольхонье ограничены двумя возрастными рубежами: **500-490 млн лет** – синметаморфические

гиперстеновые плагиогранитоиды и нефелиннормативные сиенитоиды в Чернорудской зоне и габброиды повышенной щелочности бирхинского (озерного) комплекса в Ангинской зоне; 470-460 млн лет – синметаморфические граниты, охватившие весь регион, а также щелочные породы Тажеранского массива.

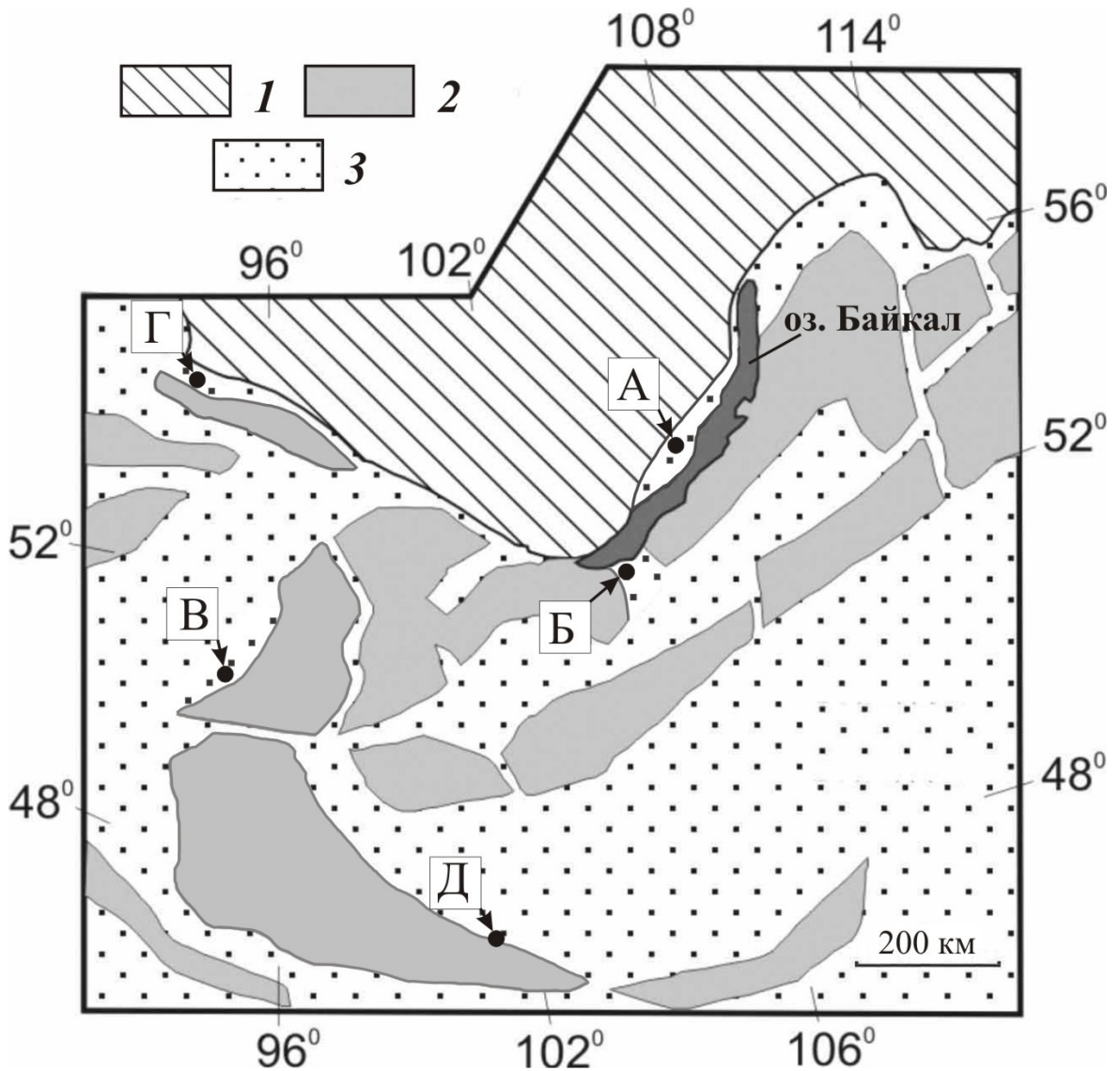


Рис. 4.1. Тектоническая позиция Ольхонского региона в раннекаледонских аккреционно-коллизонных структурах Центральной Азии по [Федоровский и др., 1995]. Условные обозначения: 1 – Сибирская платформа с архей – раннепротерозойским фундаментом; 2 – террейны и микроконтиненты с докембрийским основанием, нерасчлененные; 3 – окраинноморско-островодужные структурно-вещественные комплексы фанерозойского возраста и продукты их мобилизации. А – Ольхонский регион, Б – Слюдянский комплекс, Южное Прибайкалье; В – Сангиленский комплекс, Юго-Восточная Тува; Г – Дербинский террейн, Восточный Саян; Д – Баянхонгорская зона, Центральная Монголия.

Установленные возрастные рубежи можно уверенно коррелировать с двумя эпизодами метаморфизма соответственно гранулитовой и амфиболитовой фаций на основании многочисленных U/Pb изотопных дат [Бибикова и др., 1990; Летников и др., 1990; Федоровский и др., 2003; Владимиров и др., 2006; Владимиров и др., 2008]. Однако прямое $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование амфиболов и слюд из метаморфических пород выявило дискордантность полученных цифр возраста с данными U/Pb датирования [Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2005; Yudin et al., 2005; Юдин и др., 2005; Волкова и др., 2008]. Фиксируется дополнительно, как минимум, два рубежа с возрастом 440-430 и 410-400 млн. лет, геодинамическая природа которых до сих пор дискуссионна.

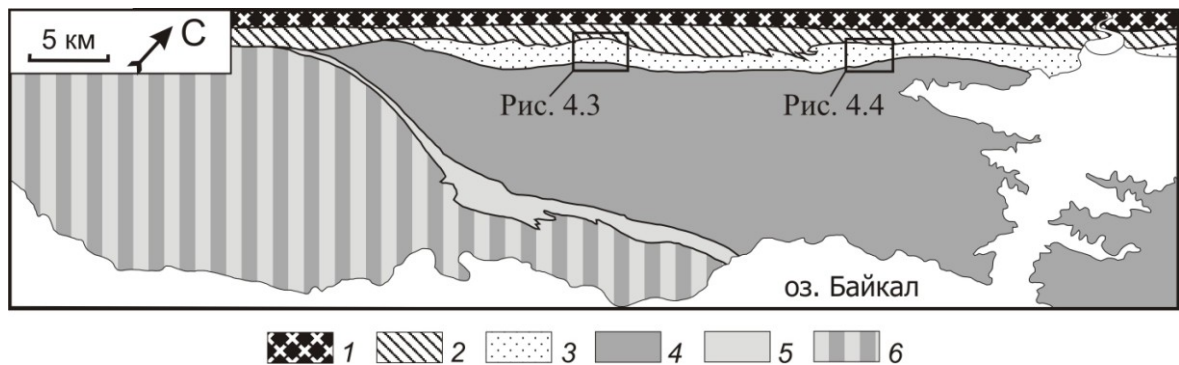


Рис. 4.2. Главные тектонические зоны Ольхонского региона, по [Fedorovsky et al., 2005]. Условные обозначения: 1 – Сибирский кратон; 2 – коллизионный шов, отделяющий Сибирский кратон от Ольхонского террейна; 3-6 – Ольхонский террейн (раннепалеозойская аккреционно-коллизионная система): 3 – Чернорудская гранулитовая зона; 4 – амфиболитовая зона Анга-Сатюрты; 5 – комплекс Орсо (тектоническая зона, разграничивающая породы толеитовой и шошонитовой серий); 6 – Ангинская зона. В прямоугольных контурах отмечены границы эталонных участков, геологические схемы которых приведены на **рис. 4.3, 4.4**.

4.1. Чернорудская зона, Ольхонский регион

Нами предпринята попытка решить эту проблему на основе реконструкции термальной истории метаморфических и магматических пород с использованием доступных авторам структурно-петрологических и изотопно-геохронологических данных на примере Чернорудской зоны, которая отвечает наиболее глубинной части горно-складчатого сооружения и является в этом отношении ключевым объектом раннекаледонской аккреционно-коллизионной системы Западного Прибайкалья.

Геологический очерк и геохронологическая изученность Чернорудской зоны

Чернорудская зона сложена пироксеновыми и двупироксеновыми гнейсами, гранат-биотитовыми (\pm силлиманит) гнейсами, мраморами и кварцитами. В ней широко распространены гиперстенсодержащие парагенезисы, в том числе критические «гранулитовые» ассоциации: двупироксен-двуполевошпатовая, гиперстен-гранат-ортоклазовая [Кориковский, Федоровский, 1981; Хромых и др., 2004; Владимиров и др., 2006; Владимиров и др., 2007]. В центральной части зоны отмечены силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовые кинциты [Кориковский, Федоровский, 1981]. Оценки параметров метаморфизма для двупироксеновых гнейсов Чернорудской зоны, полученные с использованием гранат-клинопироксенового термометра и гранат-ортопироксенового геобарометра, составляют 770–820 °С, 7.7–8.6 кбар [Федоровский и др., 2003]. Температуры формирования гранат-биотитовых гнейсов, протолитом которых являлись пелиты и/или граувакки, несколько ниже – 710 – 780 °С (гранат-биотитовый термометр) [Федоровский и др., 2003]. Возраст метаморфизма гранулитовой фации, определенный Е.В. Бибиковой с соавторами U/Pb методом по цирконам из пробы двупироксеновых кристаллосланцев, отобранной в центральной части Чернорудской зоны, для конкордантной фракции цирконов (зерна < 65 мкм) составил 485 ± 5 млн лет, возраст по другим фракциям дискордантен и составил 490 ± 10 млн лет [Бибикова и др., 1990]. Этап 499 ± 18 млн лет зафиксирован Ф.А. Летниковым с соавторами [Летников и др., 1995], как нижнее пересечение дискордии, построенной на основе корреляции имеющихся на тот момент U/Pb изотопных данных. Дальнейшие U/Pb изотопные исследования пород Чернорудской зоны подтвердили оценку возраста гранулитового метаморфизма – для северо-восточной части Чернорудской зоны (полуостров Хадарта) – 505 ± 10 млн лет, и ее продолжения на острове Ольхон (мыс Хобой) – 494 ± 16 млн лет [Владимиров и др., 2007; Gladkochub, 2004; Gladkochub et al., 2008].

С приведенными оценками возраста метаморфизма согласуются результаты датирования синметаморфических гиперстенсодержащих гранитов, которые встречаются в пределах Чернорудской зоны в виде небольших пластообразных тел и маломощных (0.3–0.5 м) жил. Отсутствие признаков ороговикования двупироксеновых кристаллосланцев и закалочных фаций в гиперстенсовых

плаггиогранитах свидетельствуют об их становлении в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Наиболее крупным телом гиперстенсодержащих гранитов является Сапшиланский массив, расположенный в 2 км к юго-западу от пос. Улан-Харгана (рис. 4.3). По циркону из плаггиолейкогранитов этого массива U/Pb методом (SHRIMP II) определен возраст – 496 ± 3 млн лет [Хромых и др., 2004; Владимиров и др., 2007].

Чернорудская зона насыщена многочисленными телами базит-ультрабазитового состава, интерпретация тектонической позиции, состава и возраста которых до сих пор остается дискуссионной [Грудинин, 1979; Мехоношин и др., 2001; Gladkochub et al, 2008].

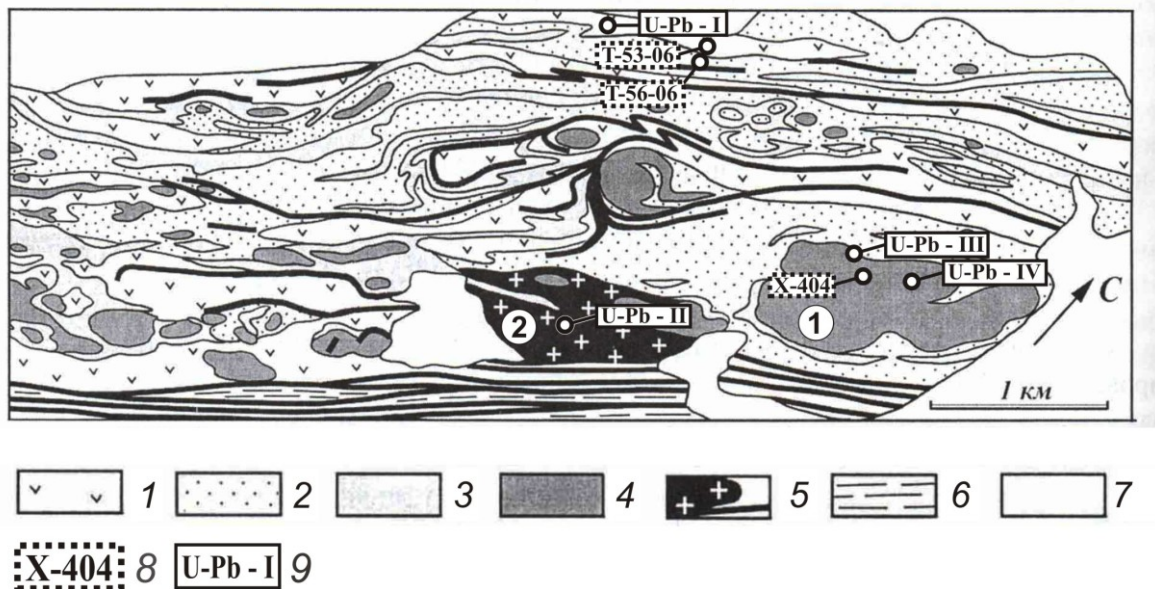


Рис. 4.3. Тектоническая схема Улан-Харгинского участка Чернорудской зоны. Условные обозначения: 1 – двупироксеновые гнейсы; 2 – кварциты; 3 – мрамора; 4 – базитовые массивы; 5 – гранитные жилы и тела; 6 – бластомилониты амфиболитовой фации; 7 – четвертичные отложения; 8 – точки отбора образцов для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования; 9 – точки, где были отобраны образцы для U/Pb датирования: I – двупироксеновых гнейсов [Бибикова и др., 1990; Летников и др., 1995], II – гиперстенсодержащих гранитов Сапшиланского массива [Хромых и др., 2004], III – гранитной жилы, законсервированной в пределах массива Улан-Харгана [Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2005; Юдин и др., 2005], IV – тела сиенитов, секущего габбро-пироксениты массива Улан-Харгана [Владимиров и др., 2006]. Цифрами обозначены: 1 – Улан-Харгинский габброидный массив, 2 – Сапшиланский массив гиперстеновых гранитов.

На основании того факта, что жилы синметаморфических гиперстеновых плагиогранитов являются секущими по отношению к телам габброидов и пироксенитов, а затем совместно с ними деформируются в ходе вязко- и хрупкопластичного сдвигового течения горных масс можно сделать предположение о синметаморфической природе базит-ультрабазитовых тел [Владимиров и др., 2006; 2008; Хромых и др., 2005]. Габброиды и пироксениты формируют линзообразные тела ($n \times 1 - n \times 100$ м) и тектонические пластины размерами до 1 км на всем протяжении Чернорудской зоны. Наиболее крупными являются базит-ультрабазитовые массивы: массив Улан-Харгана, расположенный в центральной части, и Чернорудский – в северо-восточной части зоны.

Массив Улан-Харгана состоит из трех тел овальной формы размером порядка 200 x 800 м (**рис. 4.3**). Два южных тела сложены среднезернистыми габброидами и пироксенитами, а северо-западное тело – метасоматически преобразованными габброидами. Следует отметить, что метасоматические процессы имеют площадное распространение, достигая в центральных частях тел полного преобразования пород с формированием крупно- и гигантозернистых скаполит-амфиболовых пород. Макро- и микроэлементный состав пород всех трех тел соответствует толеитовым базальтам островных дуг. В центральной части северо-западного тела располагается дайкообразное тело сиенитов (50 x 100 м). По циркону из сиенитов зафиксирован U/Pb методом (SHRIMP II) возраст, равный 484.9 ± 1.5 млн лет [Владимиров и др., 2006]. Учитывая, что сиениты являются секущими по отношению к габброидам, возраст габброидов принимается не моложе полученного значения, что подтверждает предположение об их синметаморфической природе.

Чернорудский габбро-пироксенитовый массив, представляющий собой линзообразное, пережатое в центральной части тело, сложен дифференцированной серией от габбро до пироксенитов (**рис. 4.4**). В центральной части массива наблюдаются гранатопироксениты, характеризующиеся парагенезисом фассаита, анортита и граната с содержанием до 40% пиропового и 20% гроссулярового миналов. Петрохимический и микроэлементный состав габброидов и пироксенитов Чернорудского массива близок к составу пород массива Улан-Харгана, что, по всей видимости, свидетельствует об их одновозрастности [Мехоношин и др., 2001].

В Чернорудской зоне широко распространены многочисленные маломощные (от 0.5 до первых десятков метров) жилы биотитовых и гранат-биотитовых лейкогранитов. Учитывая, что они имеют секущие взаимоотношения со всеми перечисленными выше породами, лейкограниты являются здесь наиболее молодыми магматическими образованиями. Их формирование связывается со сдвиговым тектогенезом в условиях метаморфизма амфиболитовой фации на поздних стадиях эволюции аккреционно-коллизийной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья [Владимиров и др., 2006; 2008; Хромых и др., 2005]. U/Pb датирование (SHRIMP II) по циркону из гранитных даек, «законсервированных» в пределах базит-ультрабазитовых Улан-Харгинского, и Чернорудского массивов позволило установить их возраст 470-465 млн. лет [Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2005; Юдин и др., 2005], который согласуется с возрастом метаморфизма амфиболитовой фации и с возрастом синметаморфических гранитов в амфиболитовой зоне Анга-Сатюрты [Летников и др., 1995; Гладкочуб, 2004; Хромых и др., 2005; Юдин и др., 2005; Владимиров и др., 2007; Владимиров и др., 2008; Gladkochub et al., 2008].

В качестве ключевых объектов в пределах Чернорудской зоны нами выбраны два удаленных друг от друга участка: Улан-Харгинский и Чернорудский (**рис. 4.2-4.4**), которые позволяют реконструировать термическую историю раннекаледонских метаморфических и магматических событий, включая экспонирование Чернорудской литопластины (зоны) на постколлизийной стадии тектогенеза.

Улан-Харгинский участок расположен в центральной части Чернорудской зоны (**рис. 4.2-4.3**). Здесь детально изучен Сапшиланский массив гиперстеновых гранитов и Улан-Харгинский габброидный массив. Вмещающая рама представлена интенсивно дислоцированными породами гранулитовой фации метаморфизма.

Метаморфические породы гранулитовой фации Улан-Харгинского участка отличаются широким разнообразием минеральных ассоциаций. Диагностированы двупироксеновые гнейсы ($Opx+Cpx+Pl$, $Opx+Cpx+Pl+Bt+Pl+Qtz+Zrn$), амфибол-двупироксеновые гнейсы ($Kfs+Opx+Cpx+Hbl_{43}+Pl_{40}$), гранат-ортопироксеновые гнейсы ($Opx_{42-46}+Kfs+Grt_{70}+Bt_{39-43}+Pl_{24-26}+Qtz+Zrn$), гранат-биотитовые гнейсы ($Grt_{55-57}+Bt_{18-20}+Pl_{14}+Kfs+Qtz+Zrn$), графитсодержащие кварциты, бластомилониты по гранитам ($Qtz+Pl+Kfs+Bt+Zrn+Ap$). Условные обозначения минералов даны по

[Kretz, 1983]. Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования было выбрано два образца: № Т-53-06 и Т-56-06 (место отбора – на **рис. 4.3**).

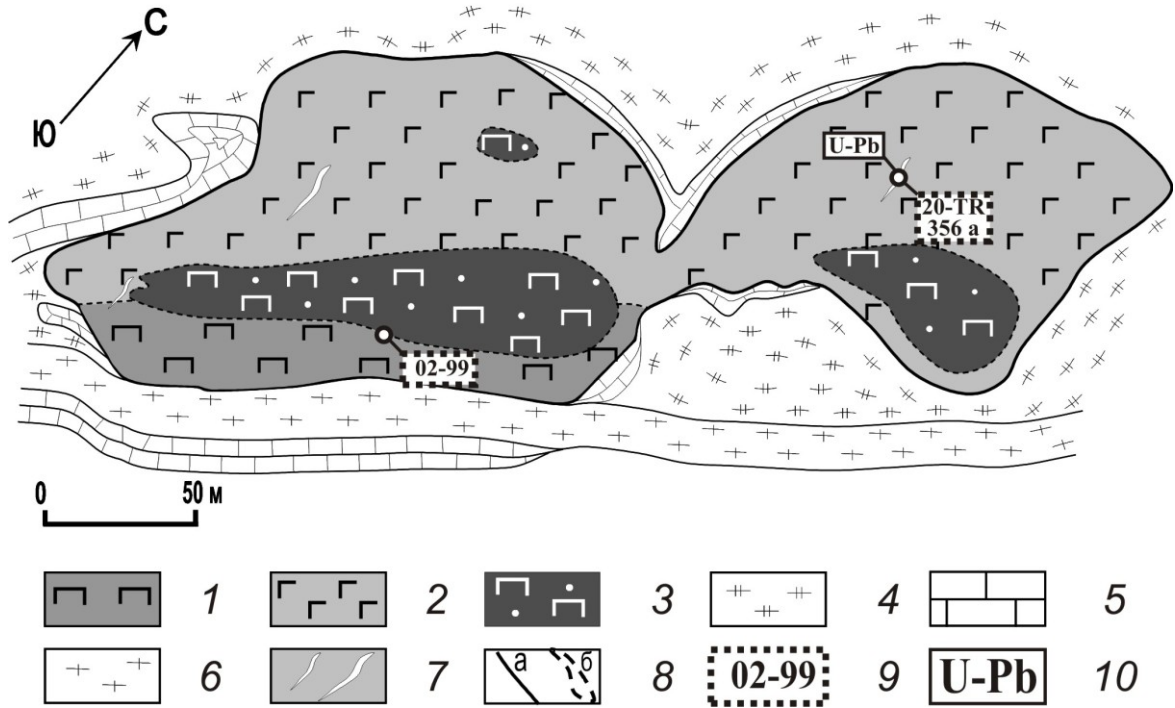


Рис. 4.4. Схема Чернорудского участка одноименной зоны. Условные обозначения: 1-3 Чернорудский массив: 1 – пироксениты; 2 – габбро; 3 – гранатовые пироксениты; 4 – двупироксеновые кристаллосланцы; 5 – мрамор; 6 – бластомилониты; 7 – жилы гранитов; 8 – геологические границы: а) достоверные, б) предполагаемые; 9 – точки отбора образцов для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования; 10 – точка, где был отобран образец для U/Pb датирования лейкогранитной жилы, «законсервированной» в пределах Чернорудского массива [Владимиров и др., 2008; Хромых и др., 2005; Юдин и др., 2005].

Образец Т-53-06 представляет собой двупироксеновый гнейс с гранатом и амфиболом: Orx (реликты) + Kfs + Bt + Cpx + Grt_{57-59} + Pl_{59-60} + Hbl_{18-19} . Гранат имеет состав 51 % альмандина, 36-37 % пироба, 10-11 % гроссуляра и 2 % спессартина. Плагиоклаз представлен лабрадором. Состав амфибола отвечает магниогастингситу-чермакиту. Образец № Т-56-06 – гранат-биотитовый гнейс, содержащий минеральную ассоциацию Grt_{80} + Bt_{55-58} + Pl_{37-38} + Kfs + Qtz + Ap . Гранат содержит 63 % альмандина, 16 % пироба, 18 % гроссуляра и 3 % спессартина. Высокие содержания гроссулярового компонента указывают на повышенные

давления при формировании этой породы. Плагиоклаз отвечает по составу андезину. Анализируемый биотит характеризуется высокими содержаниями TiO_2 (4.9 - 5.4 мас. %), характерными для биотитов гранулитовой фации.

Метасоматиты по габброидам. В центральной части северо-западного тела Улан-Харгинского массива отмечены крупнозернистые скаполит-роговообманковые породы (площадь выхода 100 x 300 м), являющиеся, вероятнее всего, результатом постмагматического аутометасоматоза. Сохранившиеся здесь реликтовые зерна пироксена представлены салит-авгитом, а плагиоклаз – андезином, что свидетельствует о значительной флюидной-метасоматической переработке габброидов. Минеральный парагенезис, состоящий из зеленой роговой обманки, скаполита и герцинита указывает на то, что уровень метаморфизма габброидов Улан-Харгинского массива не превышал амфиболитовой фации [Хромых и др., 2005]. Для $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования была отобрана роговая обманка из гигантозернистых скаполит-амфиболовых метасоматитов в центральной части массива Улан-Харгана (см. **рис. 4.3**, образец X-404).

Чернорудский участок расположен в северо-восточной части одноименной зоны (**рис. 4.2, 4.4**). Здесь в обрамлении метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма расположен Чернорудский пироксенит-габбровый массив, по существу представляющий собой экспонированный фрагмент магматической камеры, формирование которого происходило в условиях верхней мантии [Мехоношин и др., 2001]. Главный объем массива сложен среднезернистыми габбро и пироксенитами (**рис. 4.4**). Первичный парагенезис в габбро представлен лабрадором и клинопироксеном (салит-авгит с $f = 18-20\%$), в пироксенитах – клинопироксеном (салит-авгит с $f = 20-22\%$). В центральной части Чернорудского массива проявлены гранатовые пироксениты. Структура этих пород характеризуется присутствием крупных (до 4 см) пойкилитовых кристаллов граната. Клинопироксен представлен фассаитом, плагиоклаз – анортитом, гранат содержит до 40 % пирропа и до 20 % гроссуляра, что указывает на высокие PT -условия кристаллизации пород. Метаморфические породы складчатого обрамления не отличаются от вышеописанных для участка Улан-Харгана. Весь породный ансамбль пронизан многочисленными жилами гранит-лейкогранитов, имеющими графическую структуру. Судя по химическому и минеральному ($Bi \pm Mu \pm Gr$) составу эти

гранитные жилы формировались на регрессивной стадии метаморфизма, отвечающей амфиболитовой фации [Владимиров и др., 2006; 2008; Хромых и др., 2005]. Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований отобрана роговая обманка, являющаяся результатом наложенных на породы Чернорудского массива метаморфических и/или метасоматических преобразований (**рис. 4.4**, образец 02-99). Кроме того, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования были выполнены для «законсервированной» в Чернорудском массиве лейкогранитной жилы (образец 20-TR), возраст формирования которой был определен ранее U/Pb методом (SHRIMP II) по циркону на ионном микрозонде и составил 459.6 ± 1.4 млн лет [Владимиров и др., 2006; 2008; Хромых и др., 2005]. Из этого же образца были выделены минеральные фракции биотита (образец 356а) и калиевого полевого шпата (образец 20-TR).

Методы и результаты экспериментальных исследований

Минералы для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологических исследований (слюды, амфиболы, полевой шпат) выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 году как стандартный K/Ar образец для K/Ar метода датирования, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее значение результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

С целью реконструкции термической истории проводилось численное моделирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных ступенчатого прогрева методом решения обратной задачи на основе теории «множественных диффузионных доменов» [Harrison et al., 1991; 1994; Lovera et al., 1989]. Поведение аргона в полевых шпатах описывалось с помощью набора дискретных, не взаимодействующих между собой, диффузионных доменов различного размера. Коэффициенты диффузии рассчитывались в предположении геометрии пластины. Параметры, характеризующие отдельные диффузионные домены (энергия активации, частотный фактор, размер доменов, их объемная доля), подбирались, исходя из кинетики выделения в вакууме нейтронно-индуцированного ^{39}Ar . Далее, на основе нелинейного метода наименьших квадратов производился отбор различных вариантов термической истории на соответствие модельного возрастного спектра конкретному спектру, полученному в эксперименте.

Для амфибола, отобранного из двупироксенового гнейса Т-53, получен спектр, в котором после низкотемпературной лестницы вверх наблюдается четкое плато (**рис. 4.5, табл. 4.1**, Приложение), характеризующееся значением возраста 435.1 ± 3.9 млн лет и Са/К отношением равным 14 - 18. Для низкотемпературной части фиксируется пониженное Са/К отношение (от 4 до 6), что свидетельствует, скорее всего, в пользу поздних наложенных преобразований внешних частей зерен минерала. Для биотита из этого же образца (**рис. 4.5, таб. 4.1**) получен дискордантный возрастной спектр, при этом Са/К отношение варьирует в широком диапазоне – от 0.5 до 17. По всей видимости, в изученной минеральной фракции присутствует некоторое количество сростков с амфиболом. Таким образом, биотиту должны соответствовать ступени с минимальным значением Са/К отношения. В средней части возрастного спектра выделяется промежуточное плато из двух ступеней, характеризующееся 53,5 % выделенного ^{39}Ar , значением возраста 395.7 ± 3.8 млн лет и минимальным Са/К отношением 0.5 – 0.7. По биотиту, выделенному из гранат-биотитового гнейса Т-56 (**рис. 4.5, таб. 4.1**), получен спектр с четким плато – 99 % выделенного ^{39}Ar , возраст 405.9 ± 3.4 млн лет.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка, полученная по амфиболу из двупироксенового гнейса, значительно моложе возраста формирования гранулитового минерального парагенезиса складчатого обрамления, зафиксированного U/Pb изотопным методом по цирконам.

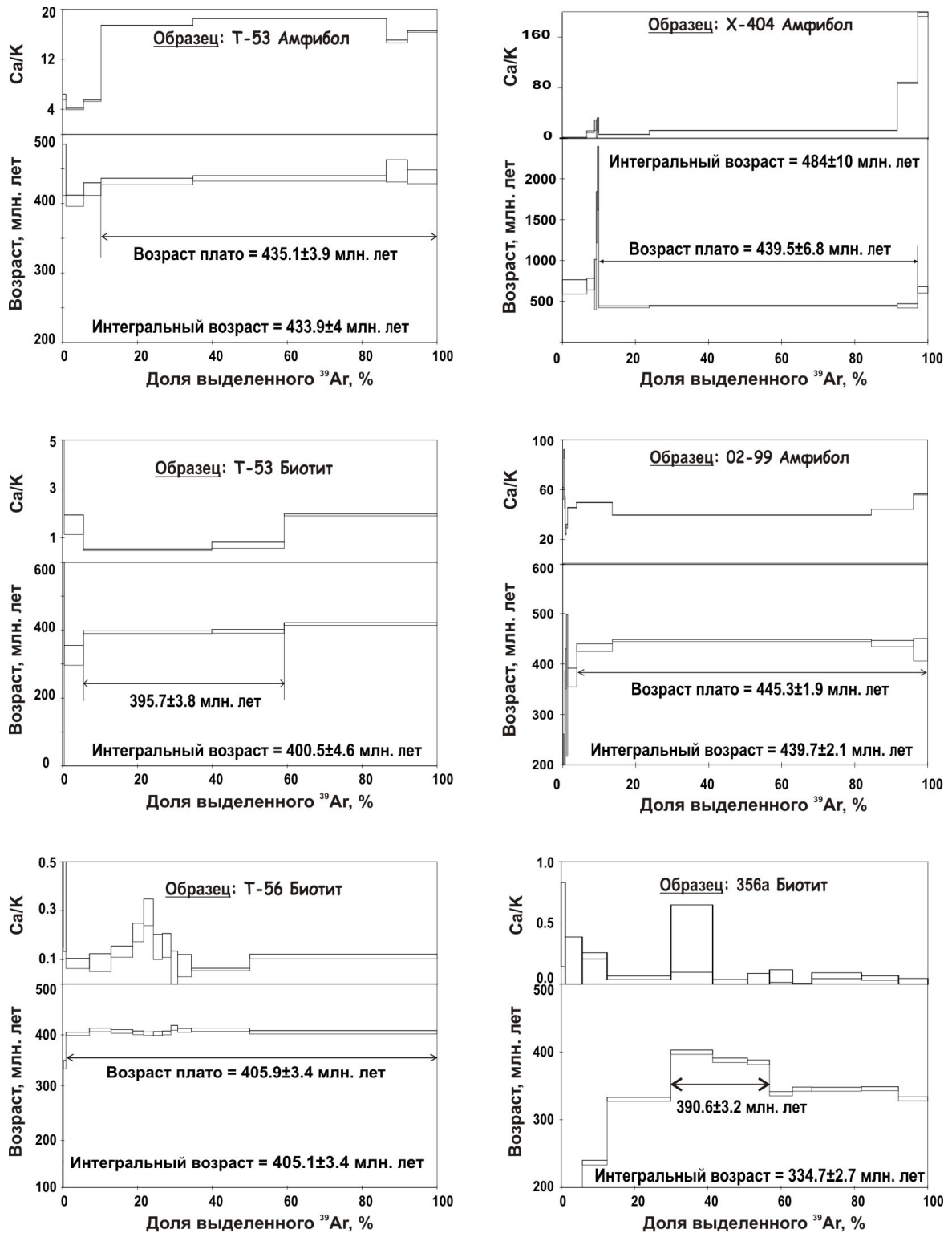


Рис. 4.5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов Чернорудской зоны. Приведены возрастные и Ca/K спектры.

Оценки по двум биотитам из разных образцов совпадают между собой, но при этом, в свою очередь, значительно моложе датировки по амфиболу, что согласуется с рядом относительной устойчивости радиогенных систем минералов [Hodges, 2004]. Очевидно, полученные цифры возраста соответствуют времени закрытия К/Аг радиогенных систем в амфиболе и биотите.

В спектре амфибола из скаполит-роговообманкового метасоматита Х-404 массива Улан-Харгана (**рис. 4.5, таб. 4.1**) выделяется четкое плато со значением возраста 439.5 ± 6.8 млн лет, которому соответствует 87 % выделенного ^{39}Ar . В Са/К спектре наблюдается увеличение Са/К отношения от величин порядка 6 - 20 до 90 и выше, что свидетельствует в пользу существенной неоднородности исследованного амфибола по составу. В спектре наложенной роговой обманки из образца габбро 02-99 Чернорудского массива (**рис. 4.5, таб. 4.1**) наблюдается четкое плато со значением возраста 445.3 ± 1.9 млн лет, характеризующееся 96 % выделенного ^{39}Ar и однородными Са/К отношениями от 40 до 56.

Датировки по вторичным амфиболам базит-ультрабазитовых массивов Улан-Харгана и Чернорудский согласуются между собой. Температуры наложенных на базиты преобразований могли быть значительно выше температуры закрытия К/Аг радиогенной системы в роговых обманках, поэтому полученные датировки, скорее всего, являются нижней оценкой возраста метаморфических и/или метасоматических преобразований.

Для биотита (**рис. 4.5, таб. 4.1**) из лейкогранитной дайки 356а, законсервированной в Чернорудском массиве, получен дискордантный спектр, в средней части которого выделяется промежуточное плато с возрастом 390.6 ± 3.2 млн лет. Это значение согласуется с датировками, полученными по биотитам из метаморфических пород Чернорудской зоны (образцы Т-53, Т-56).

В спектре калиевого полевого шпата (**рис. 4.6а, таб. 4.1**) после лестницы вверх, соответствующей 40% выделенного ^{39}Ar , наблюдается четкое плато с возрастом 402.9 ± 3.8 млн лет. Учитывая, что формирование этой гранитной жилы произошло значительно раньше (459.6 ± 1.4 млн лет, U/Pb), полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом оценки возраста по биотиту и полевому шпату, очевидно, являются возрастными закрытия их К/Аг радиогенной системы.

Термическая история Чернорудской зоны

U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты, полученные по магматическим и метаморфическим минералам Чернорудской гранулитовой зоны, ограничены диапазоном 500 – 390 млн лет, при этом выделяется, как минимум, 4 дискретных этапа. Их характеристика может быть проведена на основе синтеза структурно-петрологических и изотопно-геохронологических данных.

Самым ранним из фиксируемых событий в пределах Чернорудской зоны является метаморфизм гранулитовой фации. С учетом U/Pb датировок, полученных по цирконам из метаморфических пород и синметаморфических магматических пород [Бибикова и др., 1990; Летников и др., 1990; 1995; Гладкочуб, 2004; Хромых и др., 2004; 2005; Владимиров и др., 2007; 2008; Gladkochub et al., 2008], на диаграмме термической эволюции (возраст - температура) этому этапу соответствует точка с координатами 496 ± 3 млн лет – 795 ± 55 °C (**рис. 4.7 а**). Оценка давления для пород центральной части Чернорудской зоны, полученная на основе гранат-ортопироксенового геобарометра, дает значение 8.1 ± 0.4 кбар, что соответствует глубине 26.9 ± 2.5 км. Таким образом, можно поставить соответствующую первому этапу точку на диаграмме «возраст – глубина» (**рис. 4.7 б**).

Законсервированные в пределах базитовых тел Чернорудской зоны синметаморфические дайки биотитовых гранитов соответствуют следующему этапу - метаморфизму амфиболитовой фации. Возраст даек находится в диапазоне 460 - 470 млн лет. Температура наложенного на гранулитовые породы ретроградного (?) метаморфизма амфиболитовой фации оценивается равной 700 ± 40 °C, давление – 5.6 ± 0.5 кбар, что соответствует глубине 18.5 ± 1.7 км. Таким образом, второму этапу соответствуют точки на диаграммах возраст – температура и возраст – глубина (**рис. 4.7 а, б**).

По метаморфическому амфиболу из гранулитов Улан-Харгинского участка, вторичной роговой обманке Улан-Харгинского и Чернорудского пироксенит-габбровых массивов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом получены согласующиеся датировки в диапазоне от 445 до 435 млн лет. Они значительно моложе возрастов главных этапов метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фации, установленных с помощью U/Pb метода по цирконам. Температура закрытия K/Ar системы роговой обманки – 550°C [Hodges, 2004].

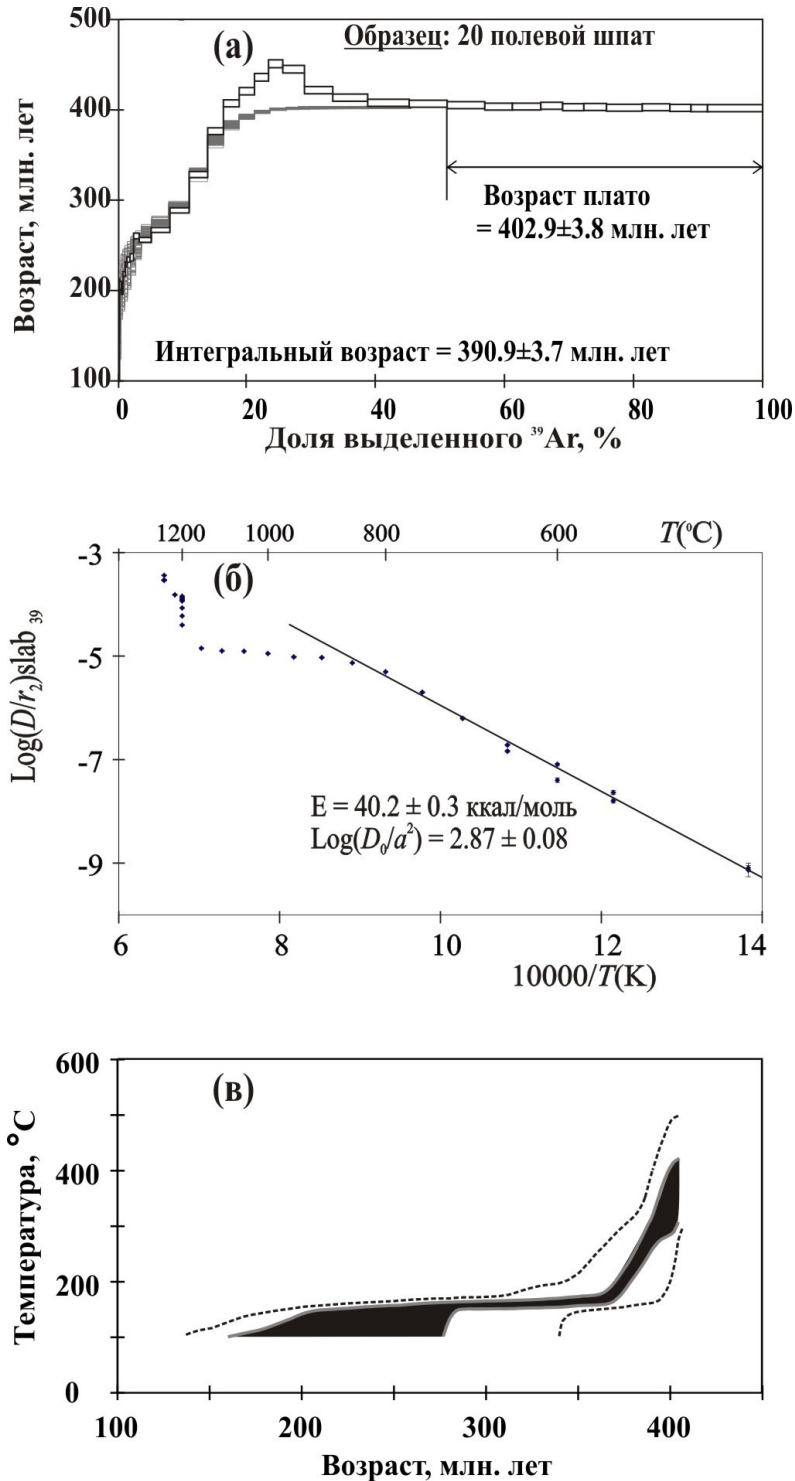


Рис. 4.6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования и реконструкции термической истории для калиевого шпата (образец 20-TR) из лейкогранитной жилы, секущей габброиды Чернорудского массива. а) экспериментальный (белая заливка) и несколько модельных (серая заливка) возрастных спектров. б) зависимость коэффициентов диффузии ^{39}Ar $\text{Log}(D/r^2)$, рассчитанных для геометрии пластины, от температуры. На диаграмме приведены оценки кинетических параметров для низкотемпературного участка (по линейному тренду). в) термическая история, рассчитанная по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным.

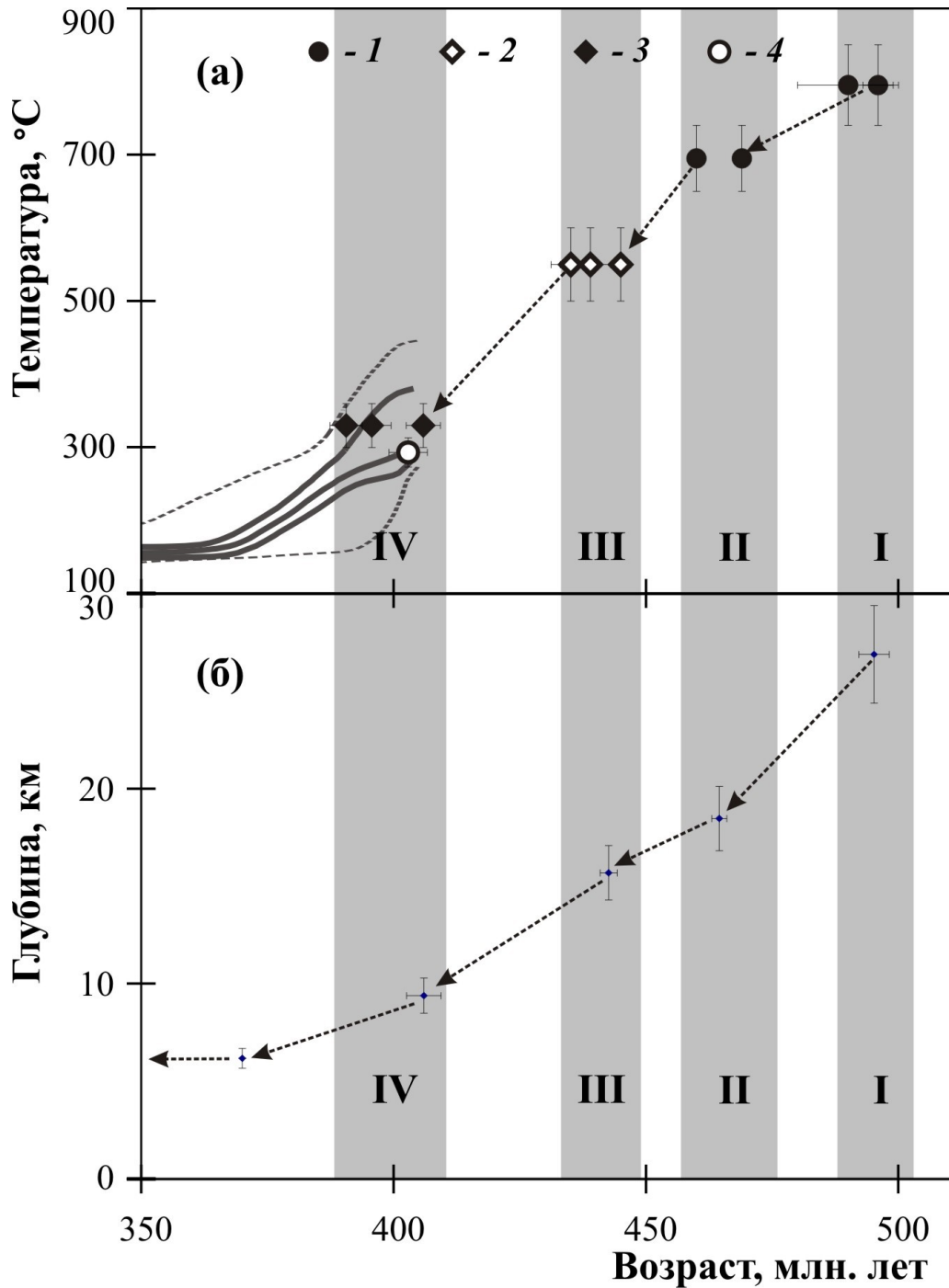


Рис. 4.7. Результаты реконструкции истории охлаждения (а) и подъема (б) пород Чернорудской гранулитовой зоны. Условные обозначения: 1 – U/Pb датировки по цирконам; 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по амфиболом; 3 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по биотитам; 4 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по полевоому шпату. Серым фоном показаны выделенные на основе изотопно-геохронологических данных этапы термически активных событий: I – метаморфизм гранулитовой фации; II – метаморфизм амфиболитовой фации; II – метаморфизм не ниже эпидот-амфиболитовой фации, заложение крупных сдвиговых зон; IV – дальнейший подъем пород Чернорудской гранулитовой зоны, интенсивные деформации в пределах крупных сдвиговых зон.

На основании совпадения трех датировок можно сделать вывод о том, что в это время температура рассматриваемых пород проходила в процессе охлаждения значение 550 ± 50 °С (**рис. 4.7 а**). Данное событие может быть связано с метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации, после которого фиксируется охлаждение и тектоническое экспонирование пород Чернорудской зоны с глубины, на которой они были законсервированы до этого. В пользу последней версии свидетельствует активизация в это время тектонотермальных процессов в пределах Приморского разлома [Савельева и др., 2003], так называемого коллизионного шва [Сухоруков и др., 2005], а также в пределах других зон Приольхонья [Волкова и др., 2008], зафиксированная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по слюдам из бластомилонитов и метаморфических пород. Подробно результаты исследования перечисленных объектов приведены ниже. По всей видимости, в это время произошло заложение крупных сдвиговых зон, движение по которым привело к синхронному подъему всех литопластин Приольхонья. Для коллизионных систем, как правило, характерен повышенный геотермический градиент порядка 35 °С/км [Francheteau et al., 1984]. Исходя из этого, можно рассчитать соответствующую рассматриваемому этапу глубину – 15.7 ± 1.4 км (**рис. 4.7 б**).

По биотитам из гранулитов Улан-Харгинского участка и из лейкогранитной жилы, законсервированной в Чернорудском габбро-пироксенитовом массиве, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом получены датировки в диапазоне 406 - 390 млн лет, что на 30 млн лет моложе, чем датировки по амфиболам. Поскольку возраст формирования рассматриваемых образцов, определенный U/Pb методом по цирконам, значительно древнее, то все $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ цифры соответствуют закрытию K/Ar радиогенной системы биотита при температуре 330 ± 30 °С [Hodges, 2004], что может быть отражено на диаграмме термической эволюции (см. **рис. 4.7 а**). Самое древнее из зафиксированных значение возраста по биотиту – 406 ± 3 млн лет. Логично предположить, что до указанного времени метаморфические и магматические породы Чернорудской зоны находились на такой глубине, где K/Ar радиогенная система биотита оставалась открытой. При геотермическом градиенте 35 °С/км рассчитанная глубина последнего этапа эволюции Чернорудской зоны составляет 9.4 ± 0.9 км (см. **рис. 4.7 б**).

На основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных ступенчатого прогрева полевого шпата из лейкогранитной жилы, законсервированной в пределах Чернорудского массива, проведена реконструкция термической истории. На **рис. 4.6а** показан экспериментальный возрастной спектр и несколько удовлетворяющих критериям отбора близких к нему модельных спектров. Расчет модельных спектров основывался на сгенерированном случайным образом варианте термической истории (рассматривались только случаи непрерывного охлаждения) и кинетических параметрах аргона, определенных по данным выделения ^{39}Ar в процессе ступенчатого прогрева в вакууме. Кинетические параметры аргона были рассчитаны по линейному тренду в низкотемпературной области, образованному экспериментальными точками на аррениусовской диаграмме (**рис. 4.6 б**). Семейство термических кривых, модельные возрастные спектры которых прошли отбор (**рис. 4.6 в**), характеризуется значением температуры 350 ± 50 °С в начальный момент (возраст плато 403 ± 4 млн лет), охлаждением со скоростью около 6 °С/ млн лет в течении 30 млн лет до значения 174 ± 15 °С и следующим затем продолжительным периодом стабилизации. При сопоставлении термической истории, рассчитанной по полювому шпату, с данными, полученными по другим минералам на диаграмме «возраст – температура», можно заметить, что они согласуются, так как закрытие К/Аг изотопной системы биотитов из метаморфических и магматических пород Чернорудской зоны совпадает с начальным участком модельных термических историй (**рис. 4.7 а**). Логично предположить, что в период 405 – 370 млн лет продолжался подъем метаморфических и магматических пород Чернорудской зоны. Рассчитанная скорость подъема при геотермическом градиенте 35 °С/км составляет $0.2 - 0.3$ мм/год. С другой стороны, дальнейшее остывание метаморфических и магматических пород Чернорудской зоны на двух последних (амагматических) этапах могло быть связано с релаксацией геотермического градиента до величин, характерных для «спокойной» континентальной литосферы.

Таким образом, для Чернорудской зона после завершения метаморфизма гранулитовой фации с возрастом 500 млн лет реконструируется картина последовательного закрытия изотопных систем (см. **рис. 4.7**), подобная описываемым для многих медленно остывающих гранулитовых комплексов мира (Южная Индия, Гренландия, Африка и т.д.). Полученные данные показали, что

перемещение пород Чернорудской литопластины с глубины 27 км до 10 км происходило примерно в течение 100 млн лет.

4.2. Приморский разлом, коллизионный шов и комплекс Орсо

Приморский разлом характеризуется приуроченностью к границе между докембрийским выступом фундамента южной части Сибирской платформы и каледонским складчатым обрамлением, представленным в Западном Прибайкалье метаморфическим комплексом Приольхонья [Бибикова и др., 1990]. Разлом тянется более чем на 150 км в северо-восточном направлении по западному берегу оз. Байкал (**рис. 4.8**).

Тектониты наложены на раннепротерозойские образования фундамента платформы – метаморфические породы сарминской серии и интрузирующие их граниты приморского комплекса с возрастом 1910 ± 30 млн лет [Бибикова и др., 1981]. Возраст милонитизации гранитов приморского комплекса определен U-Pb методом по цирконам (445 ± 10 млн лет) [Бибикова и др., 1981]. Зоны динамометаморфизма на всем протяжении сопровождаются интенсивными мусковитизацией и окварцеванием [Савельева и др., 2003].

Бластомилонитовый шов, отделяющий Ольхонский террейн от фундамента Сибирской платформы, прослежен более чем на 100 км, его ширина в плане колеблется от ~750 м до 2—2.5 км [Федоровский, Лихачев, Риле, 1997] (**рис. 4.9**). С одной стороны (Ю-В) к коллизионному шву примыкают высокометаморфизованные образования Приольхонья (гранулитовая фация метаморфизма), а с другой (С-З) – слабометаморфизованные породы фундамента Сибирской плиты (эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма). Коллизионный шов имеет сложное строение: он представляет собой специфический меланж, в составе которого выделяются матрикс и обломки (включения). Матрикс на всем протяжении шва представлен милонитами и бластомилонитами по породам докембрия и палеозоя, а включения образованы линзовидными телами только палеозойских высокотемпературных метаморфитов [Сухоруков и др., 2003; 2005; 2007].

На всех этапах формирования раннепалеозойской коллизионной системы Приольхонья проявлялись деформации различного типа [Федоровский В.С., 1997; Владимиров, Мехоношин, Волкова и др., 2007]. В окончательном виде Ольхонский

регион разбит на тектонические пластины – зоны Чернорудская, Анга-Сатюрты, Ангинская, разделенные мощными полосами милонитов (рис. 4.9).

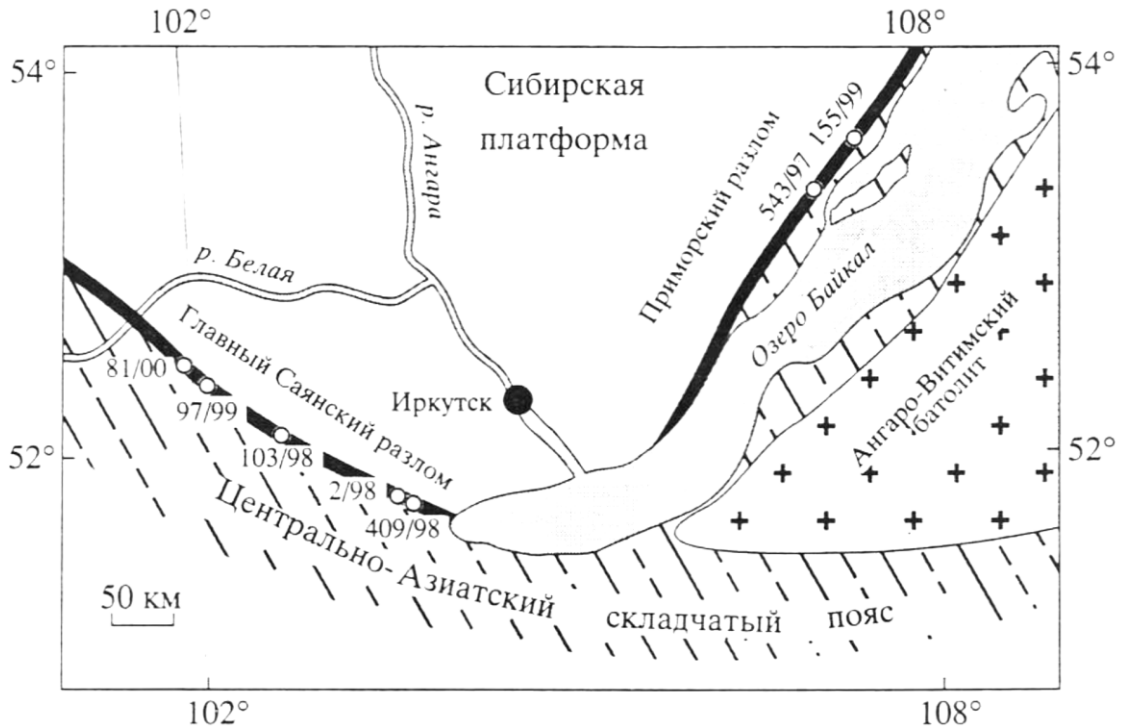


Рис. 4.8. Схема геологического строения зон Главного Саянского и Приморского разломов [Савельева и др., 2003]. Показаны места отбора проб на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование.

Кроме этого, зоны милонитов и бластомилонитов различной интенсивности пересекают все без исключения структуры более раннего генезиса в пределах перечисленных зон.

Так называемый комплекс Орсо, отделяющий зону Анга-Сатюрты от Ангинской (см. рис. 4.9), сложен довольно монотонной пачкой, в которой чередуются мелкозернистые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Редко встречаются гранат-двуслюдяные сланцы. Составы амфиболов в амфиболитах и гранатовых амфиболитах варьируют от магнезиальной роговой обманки до чермакита. Гранаты – железистые с небольшим содержанием пиропового компонента $-\text{Prp}_8\text{Alm}_{72}\text{Sps}_5\text{Gr}_{15}$. Отмечается также широкий диапазон вариаций составов плагиоклаза – от олигоклаза до битовнита [Волкова и др., 2008].

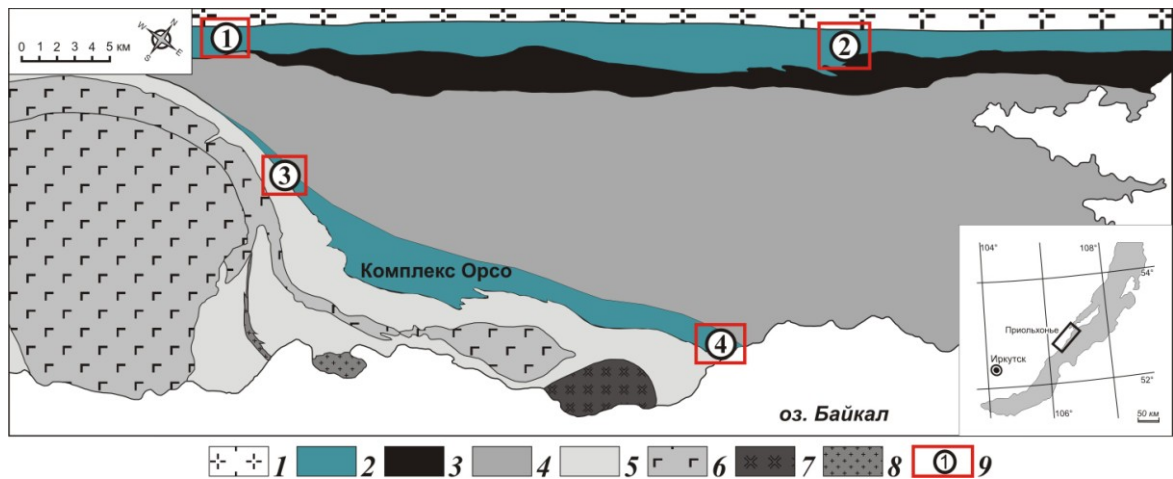


Рис. 4.9. Основные структурно-фациальные зоны юго-западной части Ольхонского региона. Составлено на основе [Fedorovsky V.S. et al., 2005] с авторскими упрощениями. 1 – раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона; 2 – бластомилониты и милониты Приморского разлома, «коллизийного шва» и комплекса Орсо; 3–5 – раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона: 3 – Чернорудская зона (гранулитовая фация), 4 – зона Анга-Сатюрты (амфиболитовая фация), 5 – метаморфические породы Ангинской зоны (эпидот-амфиболитовая фация); 6–8 – раннепалеозойские интрузивные комплексы в Ангинской зоне: 6 – тела габброидов и диоритов бирхинского комплекса, 7 – Тажеранский массив сиенитов и нефелиновых сиенитов, 8 – интрузивные гранит-лейкограниты аинского комплекса, 9 – участки отбора образцов для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований: 1 – участок р. Анга, 2 – участок в районе с. Кучелга, 3 – западный участок, 4 – восточный участок [Сухоруков и др., 2003; 2005; 2007; Волкова и др., 2008].

Приморский разлом

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования отобраны две монофракции мусковитов из кварц-мусковитовых метасоматитов Приморского разлома (из среднего течения р. Сармы – пр. 543/97 и района р. Улан-Хан – пр. 155/99, **рис. 4.8**). В обоих случаях получены спектры с четко выраженным плато (**рис. 4.10**, **таб. 4.2**, Приложение).

Рассчитанные по ним значения возраста совпадают в пределах ошибки и равны 436.4 ± 1.7 и 440 ± 1.6 млн лет соответственно. Температура закрытия K/Ar изотопной системы мусковита составляет порядка 370°C [Hodges, 2004], что отражено на диаграмме термической эволюции (**рис. 4.12**). Поскольку калиевый метасоматоз в Приморском разломе протекал при более высоких температурах, его возраст ограничен датировками мусковитов (среднее – 438 ± 2 млн лет) и временем милонитизации гранитов приморского комплекса, определенным U-Pb методом –

445 ± 10 млн лет [Бибикова и др., 1981], что позволяет считать метасоматоз синдеформационным.

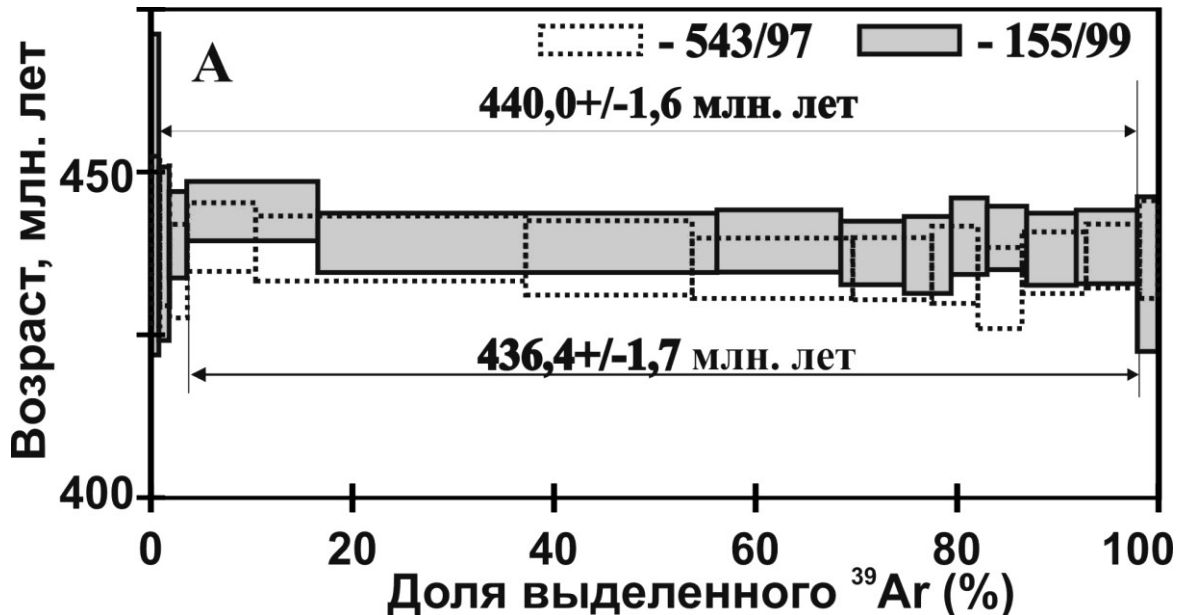


Рис. 4.10. Возрастные спектры для мусковита из кварц-гранат-мусковитового метасоматита района среднего течения р. Сармы (пр. 543/97) и мусковита из кварц-гранат-ставролит-мусковитового метасоматита района р. Улан-Хан (пр. 155/99) Приморского разлома [Савельева и др., 2003].

Коллизионный шов

Исследования в пределах коллизионного шва проводились на двух участках.

Коллизионный шов, участки р. Анга и с. Кучелга. В районе с. Еланцы, выше по течению р. Анга, (1 на **рис. 4.9**) исследовались породы, представляющие собой бластомилониты и характеризующиеся минеральной ассоциацией Grt+Bt+Sil+Pl+Kfs+Qtz. Роль порфиробластов выполняют кристаллы граната и плагиоклаза, биотит и силлиманит расположены в основной ткани породы, часто выполняя тени давления вокруг порфиробластов. Биотит представлен деформированными чешуями, часто образует структуры типа “mica-fish”, что указывает на его синтектоническую природу. С целью определения возраста деформаций из зоны бластомилонитов в районе с. Еланцы были взяты фракции биотита крупностью более 2 мм и менее 0.2 мм из матрикса одного и того же образца (образцы 0172-1 и 0172-2 соответственно), кроме того, биотит был отобран из включений в гранате этого же образца (образец 0172-Г). Образцы биотита были

отобраны также из двух зон бластомилонитов в пределах жесткого блока (участок с. Еланцы, образцы 0149 и 0124). Из милонитов коллизионного шва в районе с. Кучелга (2 на **рис. 4.9**), характеризующихся близким породам участка р. Анга составом, для исследования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом был взят биотит размером менее 0.2 мм (образец 02132). Кроме этого, с целью реконструкции термической истории из одного из жестких блоков метаморфических пород гранулитовой фации была отобрана роговая обманка (образец 0206).

В возрастных спектрах биотитов (образцы 0149 и 0124, 0172-1, 0172-Г) после низкотемпературной лестницы вверх на фоне относительно ровного участка наблюдается провал, наиболее четко выраженный в спектре биотита 0124 (**рис. 4.11, таб. 4.3**, Приложение). В последнем случае даже выделяется промежуточное плато из трех ступеней, соответствующее 26% ^{39}Ar с возрастом 415 ± 4 млн лет. В центральной части спектров крупного биотита из матрикса породы (0172-1) и включений в гранате (0172-Г) провал отвечает значениям 398.4 ± 6.3 и 396.3 ± 4.8 млн лет соответственно.

Подобная форма спектров может быть объяснена на примере биотитов Ак-Дагского участка нагорья Сангилен [Yudin, Travin, Vladimirov et al., 2002], для которых на основе сопоставления результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева и лазерного испарения вещества в точке было выдвинуто предположение о суперпозиции аргона, выделяющегося из диффузионных доменов различного размера. При этом провал в средней части соответствует большему вкладу доменов малого размера, изотопная система которых могла быть нарушена во время поздних термических воздействий. В этом случае, основываясь на минимальных значениях возраста в спектре биотита 0124, возраст воздействия должен быть не древнее 415 ± 4 млн лет. Значения возраста в центральной части спектра биотитов 0172-1 и 0172-Г свидетельствуют в пользу позднего наложенного воздействия с возрастом не древнее 398 млн лет.

В высокотемпературной части спектра биотитов 0149 и 0124 выделяются промежуточные плато, соответствующие 42% и 31% ^{39}Ar , средневзвешенный возраст которых составил 434 ± 2 млн лет и 447 ± 4 млн лет (**рис. 4.11, таб. 4.3**, Приложение). Эти значения возраста могут объясняться большим вкладом крупных

доменов и, как следствие, их меньшей чувствительностью к позднему термальному воздействию.

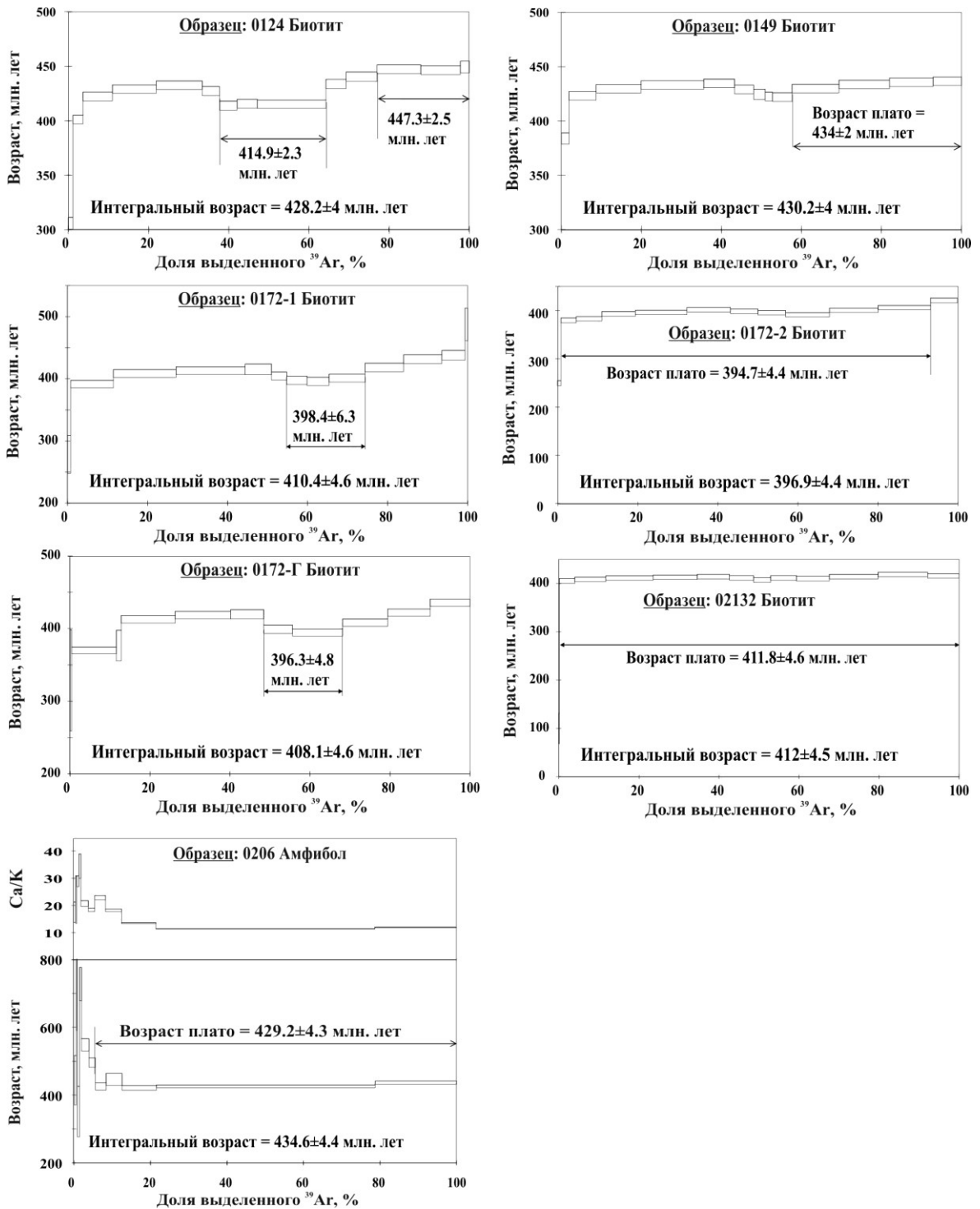


Рис. 4.11. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотитов и амфибола из бластомилонитов “коллизийного шва”.

Учитывая, что температура формирования бластомилонитов, рассчитанная по составам сосуществующих биотита, граната и плагиоклаза, составила 640—670°C [Сухоруков и др., 2005], в то время, как температура закрытия K/Ar изотопной системы биотита ниже – порядка 350°C [Hodges, 2004], возраст высокотемпературных плато (447—434 млн лет) является «возрастом охлаждения» и дает нижнюю оценку возраста деформаций.

С другой стороны, он согласуется с результатами U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования деформаций в пределах Приморского разлома [Бибикова и др., 1981; Савельева и др., ДАН, 2003], что хорошо видно на диаграмме термической эволюции (рис. 4.12).

В спектрах мелкого биотита из матрикса бластомилонита (образец 0172-2, участок р. Анга) и биотита из милонита (образец 02132, район с. Кучелга) наблюдается четкое плато, которому отвечают значения возраста 394.7 ± 4.4 и 411.8 ± 4.6 млн лет соответственно (рис. 4.11). Эти цифры согласуются со значениями в области провалов в центральной части спектров биотитов 0172-1, 0172-Г и 0124, соответственно. Таким образом, в крупном биотите и включениях в гранате обнаруживаются следы термального воздействия с возрастом не древнее 396—398 млн лет (рис. 4.12). Возможной причиной «омоложения» изотопной системы могли быть сдвиговые деформации, проходившие, по петрографическим данным, при температурах 300—400°C [Сухоруков, Юдин, 2007]. Более древний возраст биотита из района Кучелга может быть связан с многоэтапностью сдвиговых деформаций в пределах коллизионного шва.

В спектре роговой обманки 0206 (рис. 4.11) одного из жестких блоков метаморфических пород гранулитовой фации наблюдается четкое плато, соответствующее не менее 90% выделенного ^{39}Ar , с возрастом 429.2 ± 4.3 млн лет.

Температура закрытия K/Ar системы роговой обманки порядка 550°C. Полученная датировка согласуется с предположением о том, что подъем блока пород гранулитового генезиса и одновременно закрытие изотопной системы роговой обманки произошло синхронно с импульсом деформаций в пределах коллизионного шва (рис. 4.12).

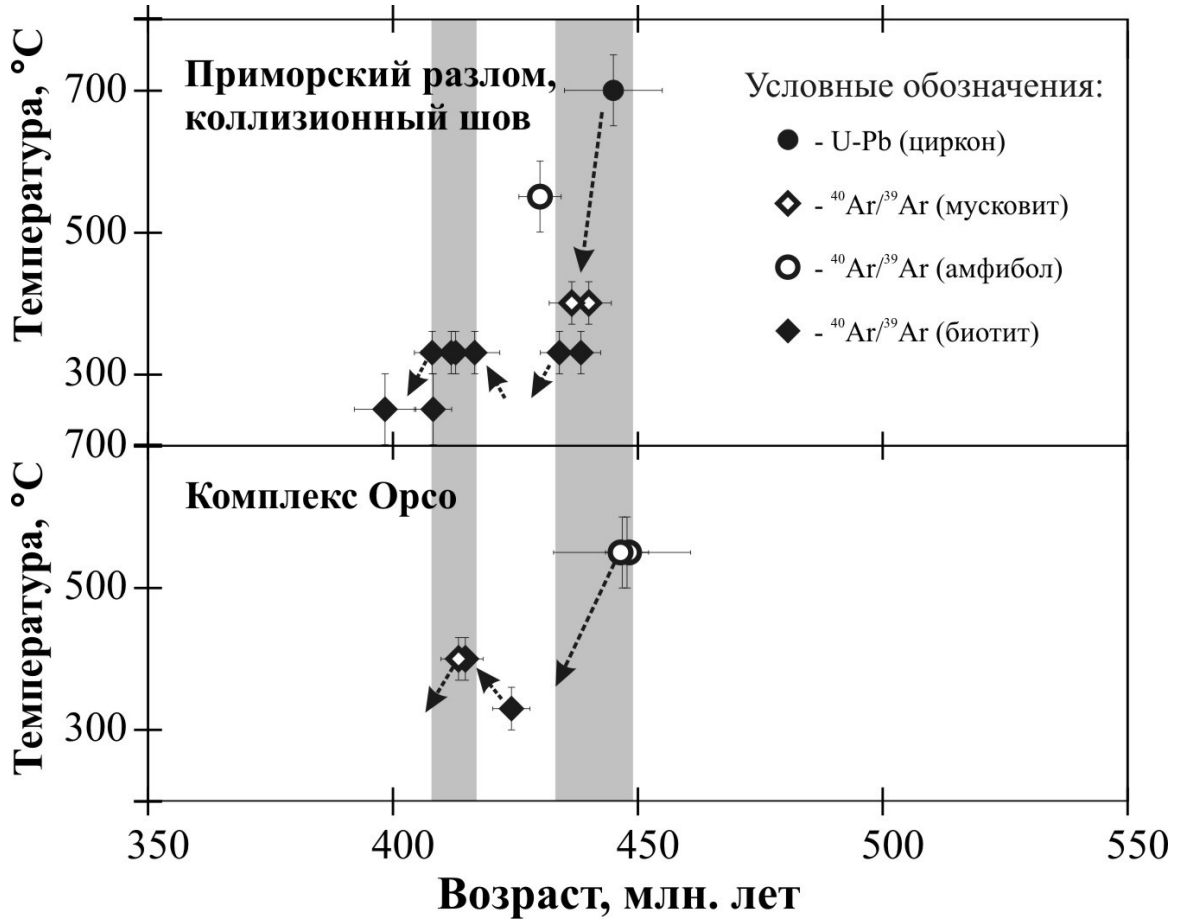


Рис. 4.12. Диаграмма термической эволюции для пород Приморского комплекса, коллизионного шва и комплекса Орсо.

Комплекс Орсо, западный и восточный участки

На *западном участке* комплекса Орсо (3 на **рис. 4.9**) для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования отобраны: № Т-9а-06 - гранат-двуслюдной сланец. Мелкие эвгедральные зерна граната в них рассеяны на фоне лепидогранобластовой основной массы, состоящей из биотита, мусковита, плагиоклаза и кварца. Отчетливо выражены два направления сланцеватости, показываемые соответственно биотитом и мусковитом, что позволяет говорить об их одновременном образовании; № Т-10а-06 - мелкозернистый биотитовый гнейс, содержащий ассоциацию Qtz+Bt+Ms+Pl+Kfs+Zrn; № Т-10б-06 – полосчатый амфиболит, содержащий 50 % SiO_2 . В шлифе отмечают редкие изъеденные порфиробласты клинопироксена, по которому развивается зеленая магнезиальная роговая обманка с железистостью 40-

43 %. Плагиоклаз представлен битовнитом с содержанием 86 % анортитового компонента. В небольших количествах присутствуют кварц и рудный минерал.

На *восточном участке* комплекса Орсо отобраны: № Т-17-06 - амфиболит ($Hbl_{15-20} + Pl_{81-83} \pm Qtz$), сложенный магнезиальной роговой обманкой и битовнитом. В небольших количествах присутствуют кварц и рудный минерал; № Т-23а-06 - гранат-двуслюдной сланец. Образец аналогичен по составу и текстуре образцу № Т-9а-06 западного участка.

В $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектрах амфибола из амфиболитов, отобранных на удаленных друг от друга более чем на 15 км участках комплекса Орсо (обр. Т-106 – западный участок, обр. Т-17 – восточный участок), выделяется плато с возрастом 447.8 ± 4.4 млн и 446 ± 14 млн лет соответственно (**рис. 4.13, таб. 4.4**, Приложение). Температура закрытия К/Аг изотопной системы амфибола порядка $550^\circ C$ [Hodges, 2004], что отражено на диаграмме термической эволюции (**рис. 4.12**).

В $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектрах мусковитов, отобранных из гнейсов западного и восточного участков (Т-9а, Т-23а) фиксируются чёткие плато с возрастaми 414.8 ± 3.7 и 413.4 ± 3.6 млн лет, соответственно (**рис. 4.13, таб. 4.4**, Приложение). Следует отметить, что наличие двух плоскостей сланцеватости в гранат-биотитовых сланцах зоны Анга-Сатюрты свидетельствует о том, что мусковиты носят явно наложенный характер. В $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастном спектре биотита (Т-9а – западный участок) выделяется чёткое плато с возрастом: 424.2 ± 3.8 млн лет.

Р-Т-оценки для пород комплекса Орсо составили $T = 605\text{—}710^\circ C$, $P = 4\text{—}7$ кбар, что соответствует метаморфизму амфиболитовой фации. По всей видимости, 445 млн лет назад в ходе интенсивного сжатия, приведшего к сдвиговым субгоризонтальным деформациям, произошло выведение ранее сформировавшихся метаморфических пород на верхние уровни земной коры. При этом возраст (424 млн лет) биотита (Т-9а) следует интерпретировать, как возраст остывания до температур ниже закрытия К-Аг изотопной системы – $330\text{—}370^\circ C$ (**рис. 4.12**).

Температура закрытия К-Аг изотопной системы мусковита выше, чем у биотита, и, тем не менее, датировки, полученные по синдеформационным мусковитам гнейсов Т-23а и Т-9а значительно моложе возраста биотита из образца Т-9а (**рис. 4.12**). Можно

предположить, что полученные по мусковитам датировки 415 млн лет соответствуют времени их формирования в процессе интенсивных деформаций.

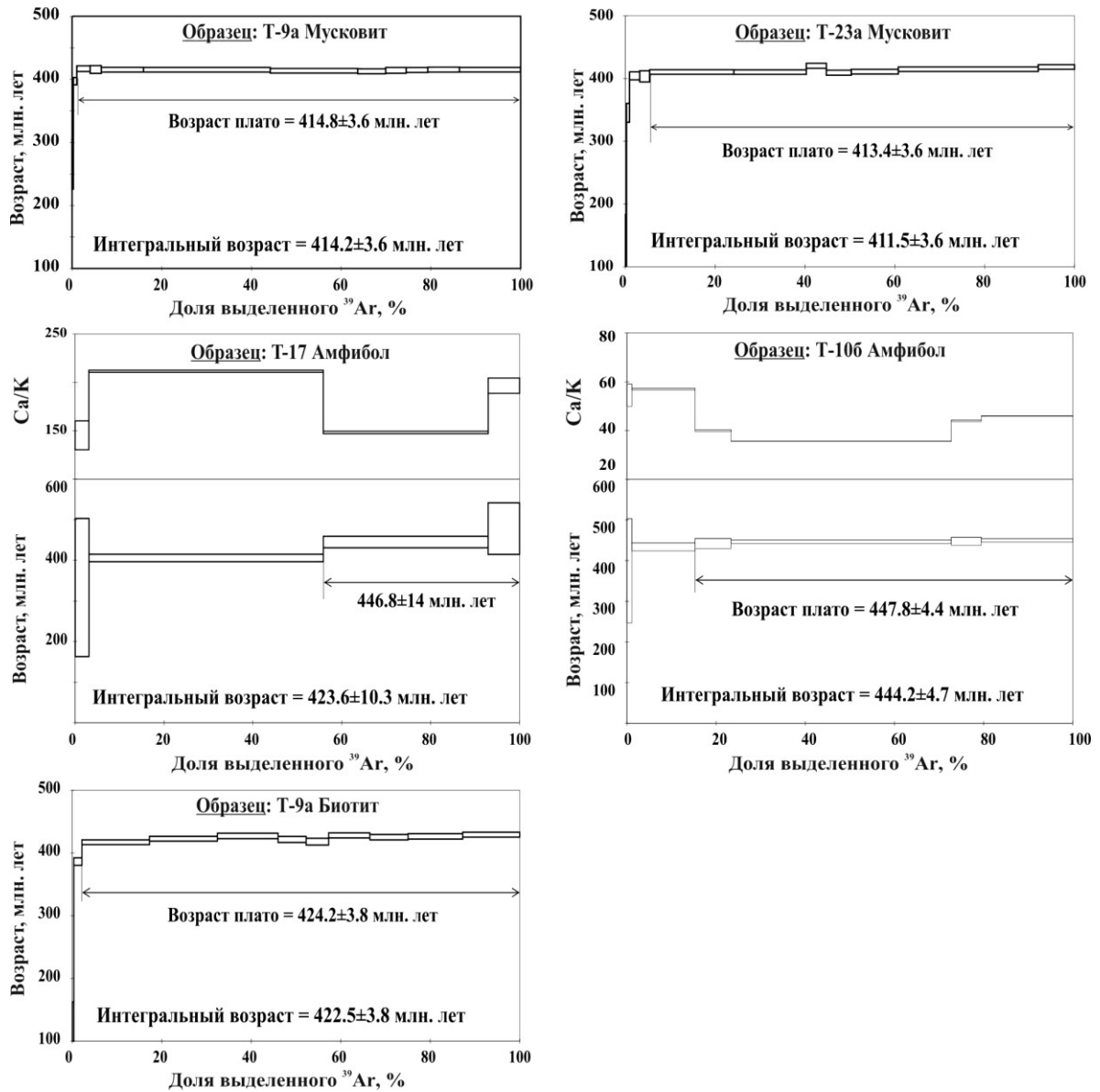


Рис. 4.13. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд и амфиболов из сланцев комплекса Орсо.

Таким образом, можно сделать вывод о синхронном проявлении в пределах Приморского разлома, коллизийного шва и комплекса Орсо этапа сдвиговых деформаций с возрастом 445—434 млн лет ($640\text{—}670^\circ\text{C}$), и о его значительной оторванности во времени от этапов, отвечающих метаморфизму гранулитовой и амфиболитовой фации, зафиксированных для пород зон Чернорудской и Анга-

Сатюрты (см. ниже). Кроме этого, полученные данные позволяют говорить о проявлении в пределах изученных сдвиговых зон низкотемпературных термальных событий (300-400°С), по всей видимости, связанных со сдвиговыми деформациями и приведших к частичному нарушению К-Аг изотопной системы биотитов на рубеже 395—415 млн лет назад.

4.3. Реститовые альпинотипные гипербазиты зоны Анга-Сахюрты

«Реститовые» (альпинотипные) гипербазиты широко распространены в Ольхонском регионе. В виде цепочек, роев и скоплений отдельных тел и будин они сконцентрированы вдоль простираения главных тектонических структур региона [Грудинин, 1979; Грудинин, Меньшагин, 1987; Павленко, 1983, 1992; Федоровский и др., 1995; Федоровский, 2004; Мехоношин и др., 2004]. Гипербазитовые тела залегают конформно по отношению к вмещающим толщам и имеют линзообразную или округлую форму. Вмещающими породами для альпинотипных гипербазитов являются преимущественно мраморы и (или) ортоамфиболиты, реже кварциты, гнейсы или кристаллические сланцы. Контакты с вмещающими породами тектонические. Цепочечное расположение, морфология и степень деформированности гипербазитовых тел обусловлены дислоцированностью вмещающих метаморфических пород [Павленко, 1992]. При изучении альпинотипных гипербазитов Приольхонья Э.Ф. Павленко [1983] выделил три субпараллельные зоны: Кучелгинскую, Куркутскую и Сахюртинскую. Всего насчитывается около 150 гипербазитовых тел, имеющих небольшие размеры (метры и десятки метров), лишь единичные массивы достигают 300–500 м в поперечнике (см. **рис. 4.14**). Обращает на себя внимание, что все гипербазитовые тела и будины альпинотипного типа приурочены к Чернорудской гранулитовой зоне и зоне Анга-Сахюрты, отвечающей амфиболитовой фации метаморфизма.

В Чернорудской гранулитовой зоне альпинотипные гипербазиты представлены мелкими телами и будинами, претерпевшими максимальные метаморфические и деформационные изменения. По существу, - это серпентинитовые включения, неоднократно преобразованные в ходе полициклического метаморфизма, включая новообразования в виде метаскарноидов и ортоамфиболитов. Их первичный состав установить невозможно.

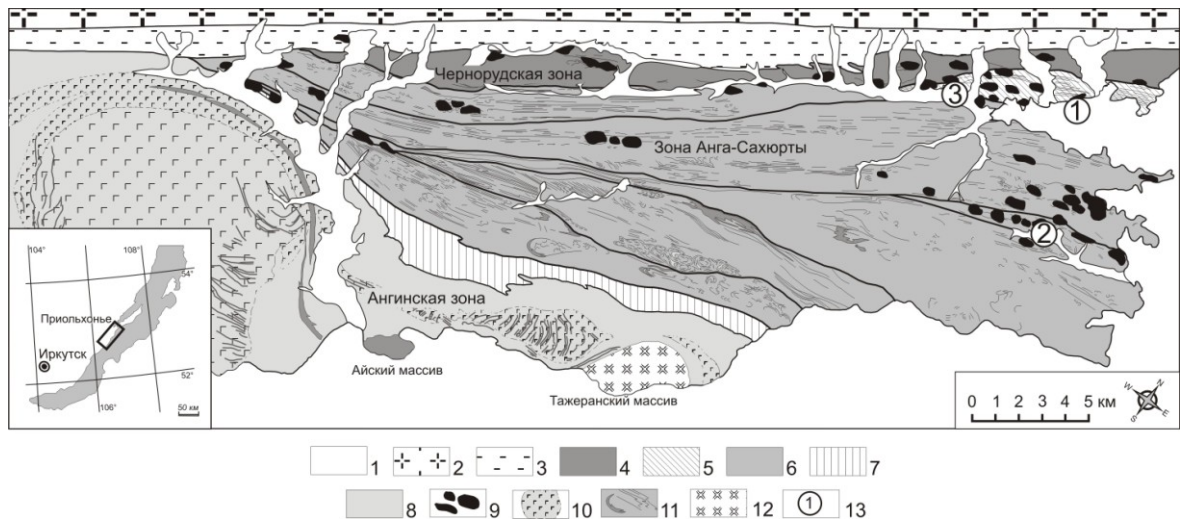


Рис. 4.14. Положение реститовых (альпинотипных) гипербазитов в структурах Приольхонья (Западное Прибайкалье). Составлено на основе геологической карты В.С. Федоровского [2004] и материалов Э.Ф. Павленко [1983, 1992], А.С. Мехоношина и др. [2001; 2003; 2004], С.В. Хромых [2006], А.Г. Владимирова и др. [2011].

1 — четвертичные отложения; 2 — раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона; 3 — бластомилониты “коллизиионного шва”; 4–8 — раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона: 4 — метаморфические породы Чернорудской зоны (гранулитовая фация), 5 — метаморфические породы зоны Шида (амфиболитовая фация), 6 — метаморфические породы зоны Анга-Сахюрты (амфиболитовая фация), 7 — метаморфические породы «комплекса Орсо» (эпидот-амфиболитовая фация), 8 — метаморфические породы Ангинской зоны (эпидот-амфиболитовая фация); 9–12 — интрузивные комплексы: 9 — тела и скопления будин реститовых гипербазитов шидинского комплекса ($V-C_1$); 10 — габброиды бирхинского комплекса (C_1); 11 — тела и жилы гранитоидов шаранурского (в зонах Анга-Сахюрты и Чернорудской) и аинского (в Ангинской зоне) комплексов, нерасчлененные (C_3-O_1), 12 — Тажеранский массив щелочных пород; 13 — участки исследований (1 — Шида, 2 — Тог, 3 — складка Кульчицкого).

В зоне Анга-Сахюрты, отвечающей амфиболитовой фации метаморфизма, обнаружены и закартированы многочисленные тела реститовых (альпинотипных) гипербазитов, которые были выведены на современный эрозионный срез в результате коллизиионного тектогенеза [Мехоношин и др., 2005; Владимиров и др., 2011; Юдин и др., 2011]. В отличие от Чернорудской зоны реститовые гипербазиты здесь представлены относительно крупными телами, достигающими 300-500 метров в поперечнике. Детальное геологическое картирование, проведенное В.С.Федоровским [2004], А.С. Мехоношиным и др. [2005], Павленко [1983, 1992],

подтверждает, что тела альпинотипных гипербазитов пространственно сопряжены с бластомилонитами, которые разделяют тектонические пластины и маркируют главные сдвиговые зоны в Ольхонской коллизионной системе [Хромых, 2006; Владимиров и др., 2011; Юдин и др., 2011]. Тот факт, что тела реститовых гипербазитов и ассоциирующихся с ними метагабброидов (ортоамфиболитов) обнаружены только в пределах Чернорудской гранулитовой зоны и амфиболитовой зоны Анга-Сахюрты (см. **рис. 4.14**), означает, что тектонические пластины (террейны) Чернорудская и Анга-Сахюрты тесно взаимосвязаны и, вероятнее всего, были сформированы на палеоокеанической коре Ольхонской окраинноморской системы [Gladkochub et al., 2008; Владимиров и др., 2011]. В этом смысле Ангинская тектоническая зона может быть рассмотрена как самостоятельный (автономный) террейн, имеющий островодужную природу [Макрыгина и др., 2010].

Полуостров Шида

Реститовые гипербазиты полуострова Шида (залив Мухор) представлены тектонизированными телами и будинами, вскрытыми на современном эрозионном срезе как в плане, так и в береговых обнажениях озера Байкал, что позволяет установить характер их взаимоотношений с вмещающими метаморфическими породами и синметаморфическими гранитами (см. **рис. 4.15**). В отличие от большинства гипербазитовых тел Приольхонья гипербазиты полуострова Шида практически не подвержены серпентинизации, сохранили реликты первичных структур и минерального состава. Они представлены четырьмя будинами, находящимися в тектонизированном матриксе из мраморов, амфиболитов, мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов и бластомилонитов. Будины имеют линзовидную или округлую форму и конформны по отношению к вмещающим мигматизированным гранат-биотитовым гнейсам, бластомилонитам, мраморам и амфиболитам. Вблизи контакта с гипербазитовыми будинами обычны мраморные прослойки, а непосредственно в контактовых зонах наблюдаются магнезиальные скарны. В ходе геологического картирования и структурно-петрологических исследований был выявлен фрагмент экзотических метаморфических пород, отвечающих, вероятнее всего, гранулитовой фации метаморфизма [Khlestov, Volkova, 2008].

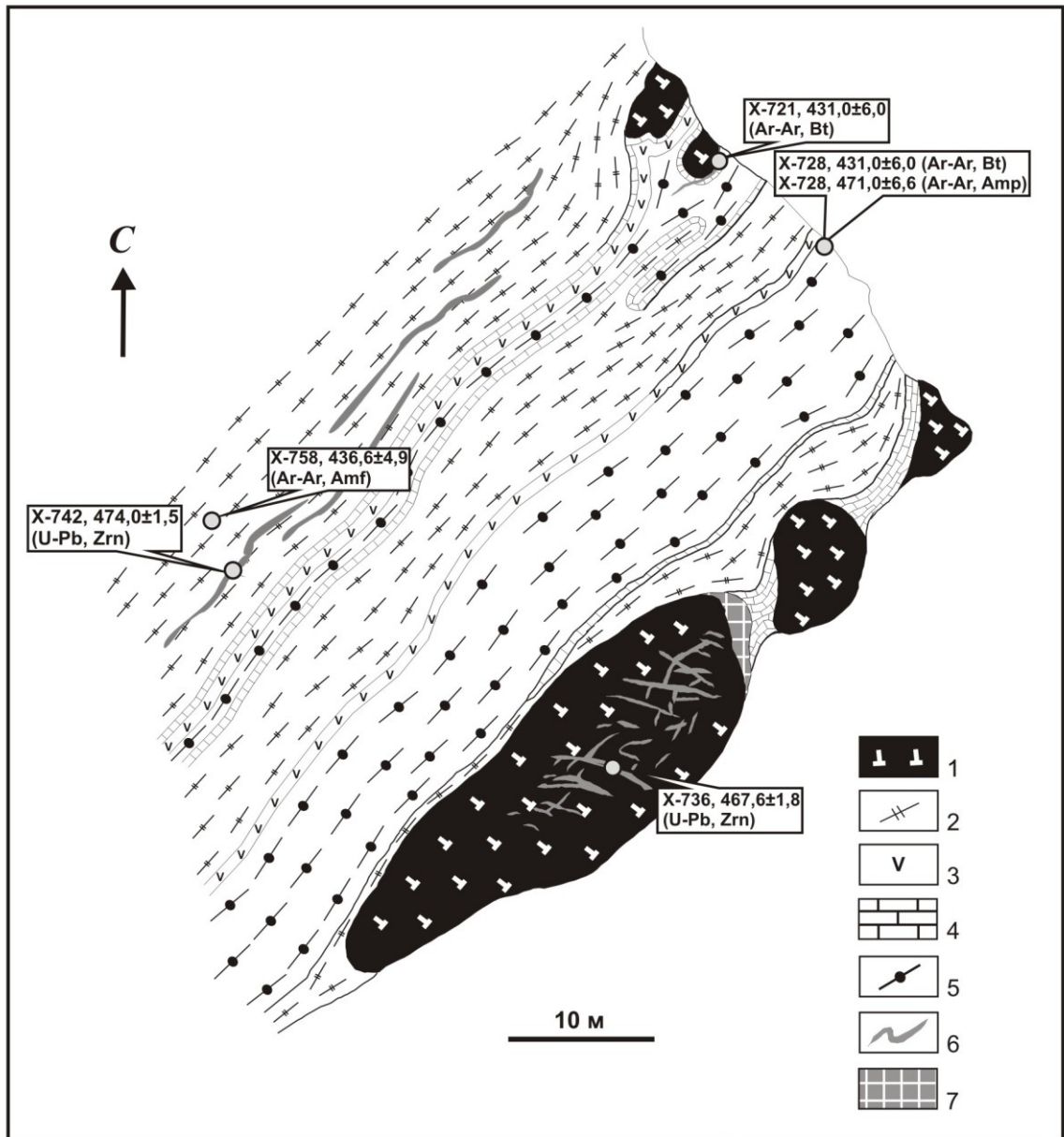


Рис. 4.15. Схема геологического строения части полуострова Шида. Составлена А.С. Мехоношиным. 1 - будины гипербазитов; 2-5 - метаморфические породы и blastsмилониты: 2 - мигматизированные гранат-биотитовые плагиогнейсы, 3 - амфиболиты, 4 - мраморы, 5 - гранат-биотитовые blastsмилониты; 6 – жилы синкинематических гранитов шаранурского комплекса; 7 – гранулиты (вне масштаба). Цифрами указаны результаты U-Pb и Ar-Ag изотопного датирования метаморфических пород, мигматитов и синкинематических гранитов шаранурского комплекса.

Обращает на себя внимание, что гипербазитовые тела конформны с вмещающей метаморфической толщей (рис. 4.15) и подвержены хрупким деформациями, что привело к образованию сети трещин, заполненных гранитами шаранурского

комплекса. В результате десиликации граниты в пределах гипербазитов преобразованы в флогопитсодержащие плагиоклазиты, лишь в наиболее крупных жилах сохраняются реликты первичных магматических структур (см. **рис. 4.16**).

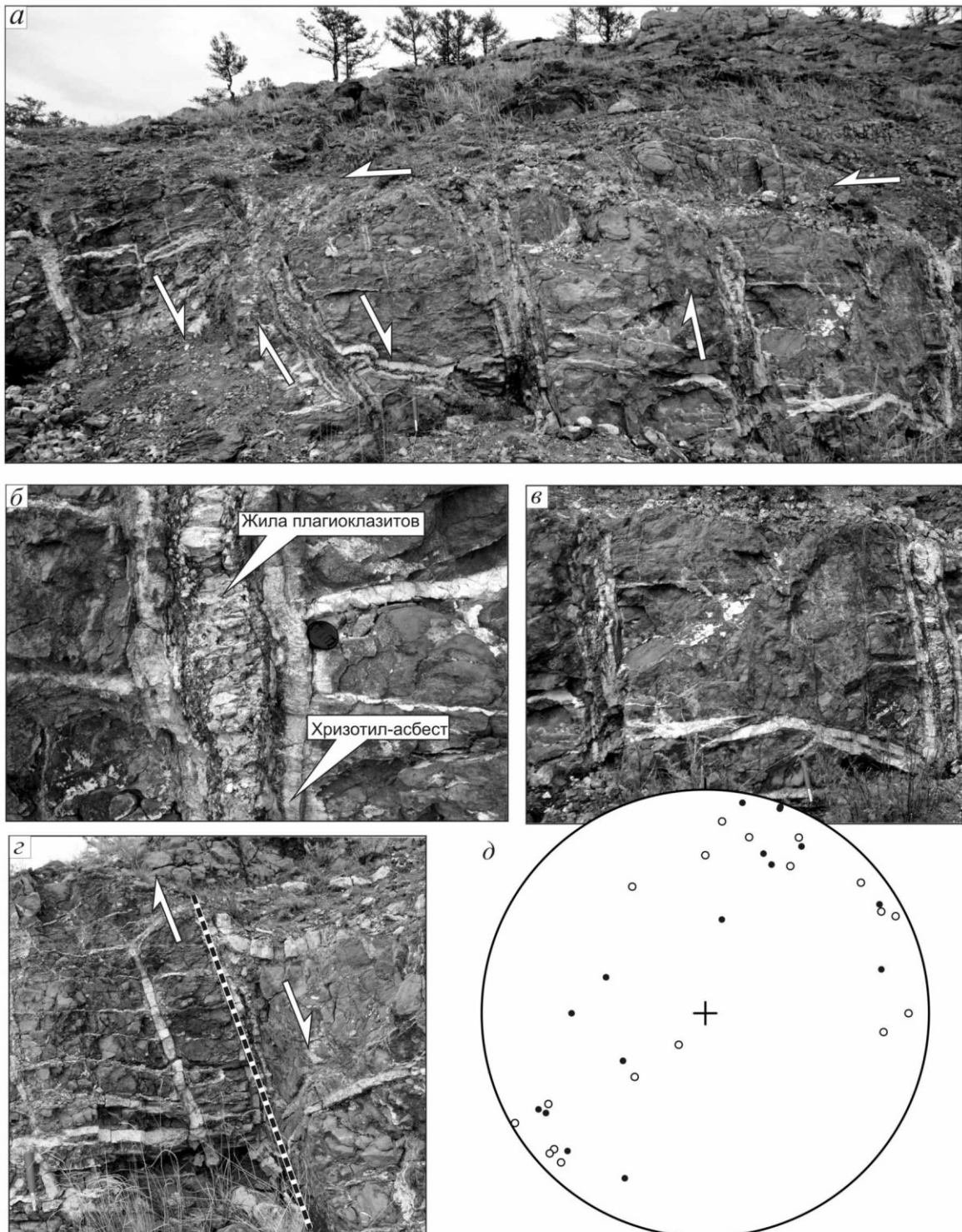


Рис. 4.16. Плагиоклазиты по гранитоидам, заключенные в тело гипербазитов Шидинского массива (а-в) и структурная диаграмма (д) ориентировки трещин флогопит-бруситовых (белые круги, N=18) и гранитных жил (черные круги, N=16). а

— общий вид обнажения; *б* — «вложенный» характер плагиоклазитовых жил в осевой зоне трещин растяжения; *в* — сопряженные трещины и жилы с морфологией типа «конский хвост»; *г* — внутрибудинный срыв с подгибанием жил вдоль сместителя (маркируется гранитной жилой); *д* — структурная диаграмма (равноплощадная проекция сетки Вульфа, верхняя полусфера).

Судя по геологической ситуации, тела и будины гипербазитов, скорее всего, являются отторженцами более крупного тела, фрагментированного в процессе тектонического экспонирования. В ходе эксгумации на верхние уровни коры отдельные фрагменты реститовых гипербазитов растаскивались вдоль проницаемой сдвигово-раздвиговой зоны, приобретая овальную линзовидную форму с заполнением межбудинного пространства карбонатным материалом и бластомилонитами вмещающих пород. Вследствие десерпентинизации ультрабазитов с формированием гранобластовых структур, сложно судить об интенсивности деформаций, обеспечивших тектоническое экспонирование тел, однако прямым свидетельством этих событий могут служить хрупкие деформации внутри гипербазитовых тел с образованием трещинных хризотил-асбестовых и гранитно-жильных систем (см. **рис. 4.16**). Ориентировка трещин и «слепых» гранитных жил внутри реститовых гипербазитовых будин, их морфология в форме «конского хвоста», а также наличие структур растяжения указывают на субвертикальную кинематику тектонического экспонирования ультрабазитов в условиях транспрессии. Сочетание же процессов десерпентинизации и перекристаллизации оливинсодержащих пород с трещинной тектоникой и становлением систем жильных гранитных систем может говорить об относительной глубинности тектонических процессов, происходящих с высокими по геологическим меркам скоростями. В качестве дополнительного довода в пользу большой глубины становления систем гранитных жил можно отметить уровень метаморфизма пород складчатого обрамления гипербазитов, который достигает условий амфиболитовой фации.

Зона Анга-Сахюрты сложена амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и бластомилонитами. Судя по наиболее распространенным парагенезисам:



$\text{Gr}_{72-78} + \text{Bt}_{43-50} + \text{Kfs} + \text{Pl}_{26} + \text{Qtz}$ (складка Кульчицкого, обр. Н-44-06)

$\text{Gr}_{73} + \text{Amf}(\text{Mg-Hbl-Tsch})_{29} + \text{Bt}_{46} + \text{Pl}_{63}$ (складка Кульчицкого, Н-43-06),

условия их метаморфизма отвечают амфиболитовой фации ($P = 6.2-6.5$ кбар, $T = 650-710^\circ\text{C}$). По сравнению с гранат-ортопироксен-биотитовыми гнейсами Чернорудской зоны гранат из метапелитов зоны Анга-Сахюрты характеризуется более высоким содержанием альмандинового (69-72%) и спессартинового (3-4 %) компонентов и меньшим количеством пироба (17-21%) и гроссуляра (3-6%). Биотит в породах зоны Анга-Сахюрты гораздо менее титанистый (3.1-4.0 мас. % TiO_2) по сравнению с гранулитами Чернорудской зоны, где содержание TiO_2 в биотитах нередко достигает 4.9-5.6 мас. %. Таким образом, особенности составов минералов также подтверждают полученные P-T оценки условий метаморфизма, отвечающие амфиболитовой фации.

Метаморфические породы обрамления гипербазитов Шидинского массива претерпели, как минимум, два этапа деформаций и синхронного минералообразования. Ранний этап характеризуется преимущественно вязкими-пластичными деформациями с правосторонней сдвиго-взбросовой кинематикой (отвечает этапу эксгумирования ультрабазитов). Кинематика деформаций раннего этапа нарушена поздними наложенными тектоническими процессами, которые имеют явно низкотемпературный характер и отвечают хрупко- и хрупкопластичным деформациям с левосдвиговой кинематикой (см. **рис. 4.16**) [Юдин и др., 2011].

Синкинематические граниты на полуострове Шида представлены двумя контрастными типами. Первый тип – это «стандартные» гранит-лейкограниты шаранурского комплекса, иногда с пегматоидной графической структурой, тесно взаимосвязанные с вмещающими blastsмилонитами и милонитами, развитыми по породам метаморфического обрамления гипербазитов. По своему внешнему облику, структурам и породообразующему минеральному составу ($\text{Qu} + \text{Fsp} + \text{Pl}_{10-20} + \text{Bi} \pm \text{Musk} \pm \text{Gr}$) они отвечают S-гранитам, что подтверждается их пересыщенностью глиноземом ($A/\text{CNK} = 1,2 - 3,7$; $A/\text{NK} = 1,2 - 4,7$) и кали-натриевой специализацией.

U/Pb возраст гранитов, определенный (SHRIMP II) методом по циркону из образца синсдвиговой гранитной жилы на полуострове Шида (проба X-742, см. **рис. 4.15**) составил – 474.0 ± 1.5 млн лет [Юдин, 2008; Юдин и др., 2011], определенный классическим методом на масс-спектрометре TRITON составил 475 ± 16 млн лет

[Юдин и др., 2011]. Полученные значения возраста согласуются с другими U/Pb данными о возрасте гранитов шаранурского комплекса, полученными на разных участках зоны Анга-Сахюрты (465 ± 5 млн лет [Бибикова и др., 1990]). Такие же значения возраста имеют синдвиговые граниты шаранурского комплекса, проявленные в Чернорудской зоне (470 ± 1.5 и 460 ± 1.5 млн лет, [Хромых, 2006; Юдин, 2008]). Основываясь на всей совокупности уран-свинцовых геохронологических данных можно определить временной интервал формирования гранитов шаранурского комплекса в 460-470 млн лет.

Второй тип синкинематических гранитов на полуострове Шида представлен экзотическими по составу «слепыми» кварц-плагиоклазовыми жилами, запечатанными внутри гипербазитовых тел и будин. Их характерной особенностью являются широко варьирующие составы от плагиоклазитов в тонких жилах и прожилках до кварц-плагиоклазовых пород с хризотил-асбестовыми оторочками (см. **рис. 4.16**). Примечательно, что в центральных частях крупных жил ($M \sim 0.5 - 1.5$ м) сохраняются реликты гранитной структуры с графическими срастаниями. Метасоматические взаимоотношения гранитного расплава с гипербазитами возможны лишь в том случае, если последние находились в горячем состоянии (температура на уровне субсолидуса обводненных гранитных расплавов, $T \sim 670 - 650^\circ\text{C}$). U/Pb датирование «слепых» кварц-плагиоклазовых жил было проведено в центральной части одной из наиболее крупных плагиоклазитовых жил, законсервированной в гипербазитовом теле (проба X-736, см. **рис. 4.15**). Цирконы из центральной части жилы, сохранившей реликты гранитной структуры, имеют короткопризматический габитус и отчетливое зональное строение без признаков реликтовых метаморфогенных ядер. Возраст жилы составил 467.6 ± 1.8 млн лет [Юдин, 2008; Юдин и др., 2011].

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований на участке Шида были отобраны биотиты и амфиболы из амфиболитов и кристаллических сланцев (обр. X-728, X-758), а также из синметаморфических гранитов (обр. X-721) в обрамлении гипербазитовых будин (см. **рис. 4.15**). В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре амфибола X-728 из амфиболитового прослоя, примыкающего к синметаморфической гранитной жиле (обрамление гипербазитовых будин), выделяется чёткое плато с возрастом 471.0 ± 6.6 млн лет (**рис. 4.17**, **таб. 4.5**, Приложение) [Юдин, 2008; Юдин и др., 2011], соответствующее

85% выделенного ^{39}Ar . Этот возраст совпадает с U/Pb возрастом синметаморфических гранитов.

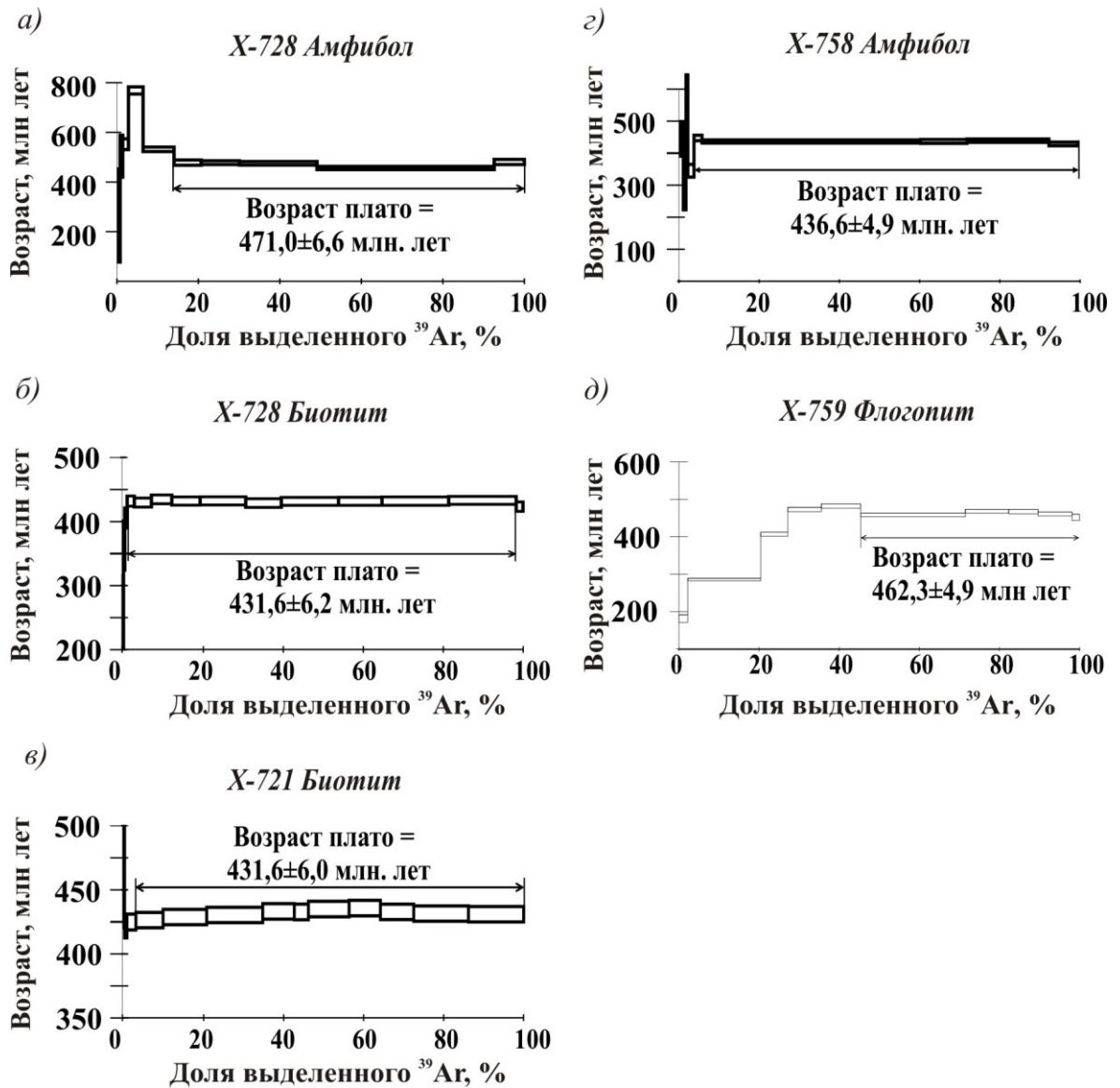


Рис. 4.17. Результаты Ar-Ar изотопного датирования амфиболов и слюд из пород полуострова Шида (а - г) и массива Тог (д). а - гранат-амфибол-биотитовый кристаллосланец, обр. X-728, амфибол; б - гранат-амфибол-биотитовый кристаллосланец, обр. X-728, биотит; в - синметаморфический гранит из обрамления гипербазитовых будин, обр. X-721; г - гранат-биотитовый гнейс, обр. X-758; д - пегматоидный гранит из «законсервированной» жилы, обр. X-759.

Температура закрытия K-Ar изотопной системы амфибола – $550 \pm 50^\circ\text{C}$, в то время, как для U/Pb изотопной системы в цирконе она не ниже 800°C [Hodges, 2004]. Поэтому, на основании совпадения U/Pb возраста по циркону из

синметаморфической гранитной жилы и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста по амфиболу, можно полагать, что этот возрастной рубеж соответствует одному из главных эпизодов метаморфизма, а также принять, что сразу после метаморфизма произошло быстрое остывание исследуемых пород ниже 500°C . Важно заметить, что с учётом геотермического градиента, составляющего порядка $30\text{-}40^\circ\text{C}/\text{км}$ и температуры закрытия изотопной системы амфибола метаморфизм должен был происходить на глубине не меньшей ~ 14 км.

В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре биотита из гранат-амфибол-биотитового кристаллосланца (обр. X-728), также, выделяется чёткое плато с возрастом 431.6 ± 6.2 млн лет, соответствующее 95% выделенного ^{39}Ar (рис. 4.17, таб. 4.5, Приложение). В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований в возрастном спектре биотита из жилы биотитового лейкогранита (обр. X-721), выделяется чёткое плато с возрастом 431.0 ± 6.0 млн лет (рис. 4.17, таб. 4.5, Приложение), соответствующее 95% выделенного ^{39}Ar . В спектре амфибола, выделенного из метаморфического обрамления на участке Шида (обр. X-758), наблюдается плато, соответствующее возрасту 436.6 ± 4.9 млн лет (рис. 4.17, таб. 4.5, Приложение). На основании совпадения нескольких датировок, полученных по минералам с различной устойчивостью изотопной системы, можно сделать вывод об интенсивном тектонотермальном событии с возрастом 430-437 млн лет. Учитывая значения температур закрытия K/Ar изотопной системы биотита и амфибола, событие характеризовалось температурой не меньшей $450\text{-}500^\circ\text{C}$, что соответствует уровню хрупко-пластических, пластических деформаций. С другой стороны, учитывая сохранность K/Ar изотопной системы амфибола X-728 раннего этапа, последнее событие должно быть кратковременным.

Участок Харикта-Тог

Реститовые гипербазиты участка «Харикта – Тог» располагаются в пределах Главной сдвиговой зоны Ольхонского региона (по В.С. Федоровскому). Здесь находятся два наиболее крупных гипербазитовых массива в Приольхонье, их размеры составляют $\sim 500 \times 350$ м (рис. 4.18). Гипербазитовые тела окружены амфиболитами, которые, судя по петрографическим наблюдениям, являются результатом метаморфизма вулканитов и габброидов, ассоциированных с

гипербазитами. Характер контактовых взаимоотношений гипербазитов и ортоамфиболитов установить не удастся. Значительное распространение в пределах участка имеют протрузии мраморов, которые контролировались пластичными сдвиговыми деформациями. Об интенсивных сдвиговых деформациях свидетельствуют мощные зоны бластомилонитизации, ограничивающие ортоамфиболиты и гипербазиты. Структурный рисунок участка позволяет рассматривать ортоамфиболиты с находящимися в них телами гипербазитов как тектонические линзы, сформированные в процессе сдвиговых деформаций (см. **рис. 4.18**). Гипербазиты повсеместно прорваны «слепыми» жилами гранитов и пегматитов шаранурского комплекса, внедрившимися в трещины растяжения. Следует заметить, что эти жилы, в отличие от таковых, прорывающих гипербазиты Шидинского массива, не обнаруживают признаков контактового метасоматоза.

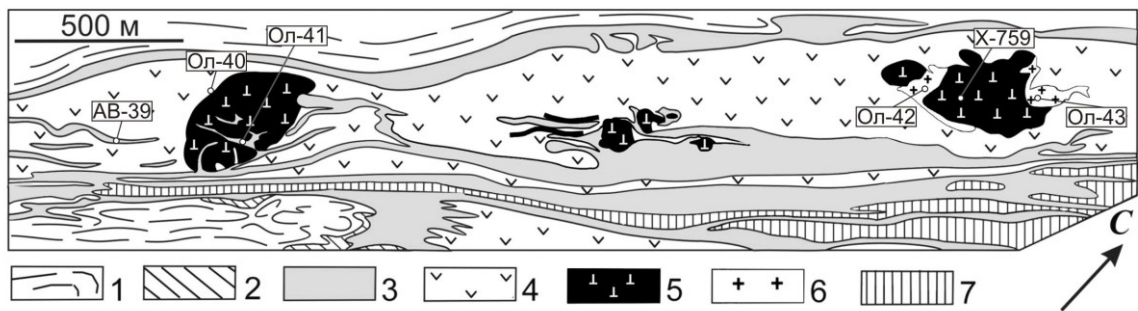


Рис. 4.18. Схема геологического строения участка Харикта–Тог. Составлена В.С. Федоровским. 1-2 — гнейсы, мигматиты и гранитогнейсы (1) с прослоями параамфиболитов (2); 3 — мраморы; 4 — кварциты; 5 — ортоамфиболиты, ассоциированные с реститовыми гипербазитами; 6 — тела и будины реститовых гипербазитов; 7 — жилы гранитов.

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования была отобрана монофракция флогопита (обр. X-759). В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастном спектре флогопита после лестницы вверх выделяется плато с возрастом 462.3 ± 4.9 млн лет, соответствующее 55% выделенного ^{39}Ar (см. **рис. 4.17**, **таб. 4.5**, Приложение). Сохранность изотопной системы флогопита (температура закрытия $\sim 430^\circ\text{C}$), “законсервированного” в массиве Тог можно объяснить большей жесткостью ультрабазитовых пород относительно вмещающего обрамления, обеспечивающей защиту минеральных парагенезисов ранних этапов, как от деформаций, так и от связанных с ними кратковременных прогревов. Поскольку во внутренних частях ультрабазитовых массивов могут сохраняться

минеральные парагенезисы, которые привязаны к конкретным магматическим, метаморфическим, метасоматическим и деформационным событиям, то здесь появляется возможность датирования и термохронологических реконструкций тектонотермальных событий с помощью U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методов.

Термическая история гипербазитов полуострова Шида и участка Харикта-Тог

Структурно-кинематический анализ, U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование мигматизированных метаморфических толщ в обрамлении гипербазитовых тел и будин, выполненные на полуострове Шида, участке «Харикта – Тог» позволяют реконструировать термохронологическую историю их тектонического экспонирования на верхние горизонты земной коры (**рис. 4.19**). Точкой отсчета является U/Pb изотопный возраст синкинематических гранитов в складчатом обрамлении гипербазитовых тел, а также в «слепых» жилах, запечатанных внутри гипербазитов. В том и другом случае U/Pb изотопный возраст совпадает в пределах аналитических погрешностей масс-спектрометрических измерений (475 – 465 млн лет), что отвечает главному возрастному рубежу масштабного гранитообразования на стадии коллапса Ольхонской аккреционно-коллизонной системы [Gladkochub et al., 2008; Gladkochub и др., 2010; Федоровский, и др., 2010; Владимиров и др., 2011]. Анализ диаграммы позволяет наметить два этапа термической эволюции, которые можно условно обозначить, как «горячий» и «холодный» (см. **рис. 4.19**):

D_n - «горячий» этап тектонического экспонирования гипербазитовых тел и будин – правосторонние сдвигово-взбросовые вязкопластичные деформации в условиях интенсивных тектонических движений. Судя по совпадению в пределах аналитических погрешностей U/Pb изотопного возраста по цирконам в «слепой» гранитной жиле (474.0 ± 1.5 млн лет) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного возраста амфибола из мигматизированной толщи в складчатом обрамлении этих же гипербазитовых тел на полуострове Шида (471.0 ± 6.6 млн лет), можно предположить исключительно высокие скорости их выведения на уровень амфиболитовой фации метаморфизма (см. **рис. 4.15, 4.19**). В пользу этого вывода свидетельствуют присутствие фрагментов «экзотических» гранулитов в контакте с гипербазитами и аномальный состав «слепых» гранитных жил, испытавших десиликацию в контакте с «горячими» гипербазитами.

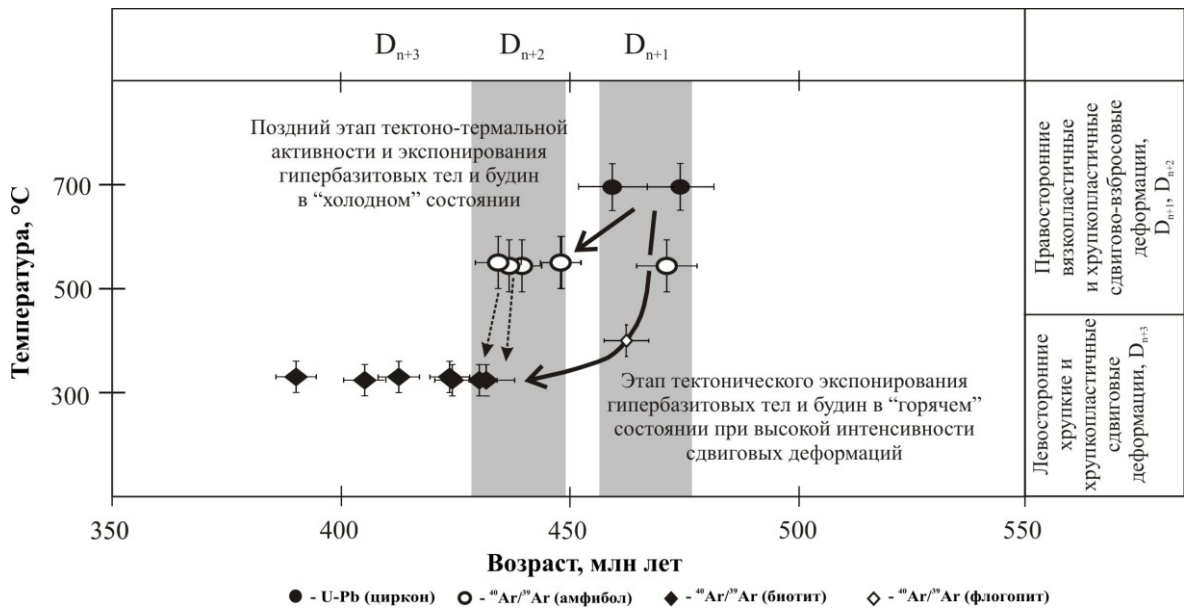


Рис. 4.19. Термическая эволюция (возраст – температура) структурно-вещественных комплексов, участвующих в строении зоны Анга-Сахюрты (Приольхонье). Стрелками показаны термохронологические тренды. Серым фоном отмечены возрастные рубежи тектонотермальной активности.

D_{n+1} - «холодный» этап тектонического экспонирования гипербазитовых тел и будин. - правосторонние сдвигово-взбросовые вязко- и хрупкопластичные деформации. Этот тренд является типичным для всех мигматизированных метаморфических толщ зоны Анга-Сахюрты, в составе которых присутствуют гипербазитовые тела и будины. Он отвечает «стандартной» скорости выведения гипербазитовых тел и будин на верхние горизонты земной коры в холодном состоянии. Здесь отсутствуют фрагменты «экзотических» гранулитов, а «слепые» синметаморфические жилы гранит-лейкогранитов не испытывают контактового взаимодействия с гипербазитами, что можно наблюдать на участке «Харикта - Тог» (см. рис. 4.18, 4.19).

D_{n+2} – левосторонние хрупкопластичные и хрупкие деформации, охватившие весь Ольхонский метаморфический террейн. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный возраст по биотитам из синметаморфических гранитов и мигматизированных метаморфических толщ зоны Анга-Сахюрты укладывается во временной интервал 430-380 млн лет (см. рис. 4.19).

4.4. Бирхинский габброидный и Айский гранитный массивы Ангинской зоны

Геологический очерк и геохронологическая изученность Ангинской зоны

Ангинская зона располагается в юго-восточной части Ольхонского региона (рис. 4.2, 4.9, 4.14). Здесь широко распространены силикатно-карбонатные породы и кристаллические сланцы по вулканогенно-осадочным породам, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма ($P = 2.5\text{—}4.5$ кбар, $T = 490\text{—}650^\circ\text{C}$) [Кориковский, Федоровский, 1981; Макрыгина, Петрова, Конева, 1992; Fedorovsky, Donskaya, Gladkochub et. al., 2005; Волкова, Травин, Юдин и др., 2008]. Интрузивные породы Ангинской зоны представлены субщелочными габброидами и монцодиоритами, относимыми к бирхинскому (озерскому) и улан-нурскому комплексам, а также редкометальными гранитами аинского комплекса. Здесь также расположен Тажеранский щелочно-габброидный массив, уникальность которого состоит, прежде всего, в проявлении щелочных нефелинсодержащих габброидов и сиенитов (рис. 4.14) [Конев и др., 1974]. Общая последовательность эволюции интрузивного магматизма, подтвержденная полевыми наблюдениями, U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием, выглядит следующим образом (от ранних к поздним): бирхинский (озерский) комплекс толеитовых и субщелочных габброидов, улан-нурский монцодиорит-гранодиорит-K-гранитный комплекс, генетически связанный с субщелочными габброидами [Владимиров и др., 2008], тажеранский комплекс щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов, $T = 469 \pm 5$ млн лет [Старикова и др., 2014] и, наконец, редкометальные граниты и пегматиты аинского комплекса, участвующие в наиболее поздних вязко- и хрупкопластичных сдвиговых деформациях.

Бирхинский комплекс. Большую часть площади Ангинской зоны занимает Бирхинский массив, сложенный габброидами одноименного комплекса (рис. 4.20) [Мехоношин, Владимиров, Федоровский и др., 2004]. На современном эрозионном срезе этот массив представляет собой изометричное тело с поперечными размерами 12 x 13 км, которое по геофизическим данным [Новоселова, Турутанов, 1982] в виде чашеобразной линзы прослеживается на глубину до 6 км. Внутреннее строение габброидов двухфазное (рис. 4.20) [Юдин, Хромых, Мехоношин и др., 2005]. К первой фазе, слагающей ряд блоков в центральной и краевой частях массива, относится дифференцированная пироксенит-габбронорит-анортозитовая серия.

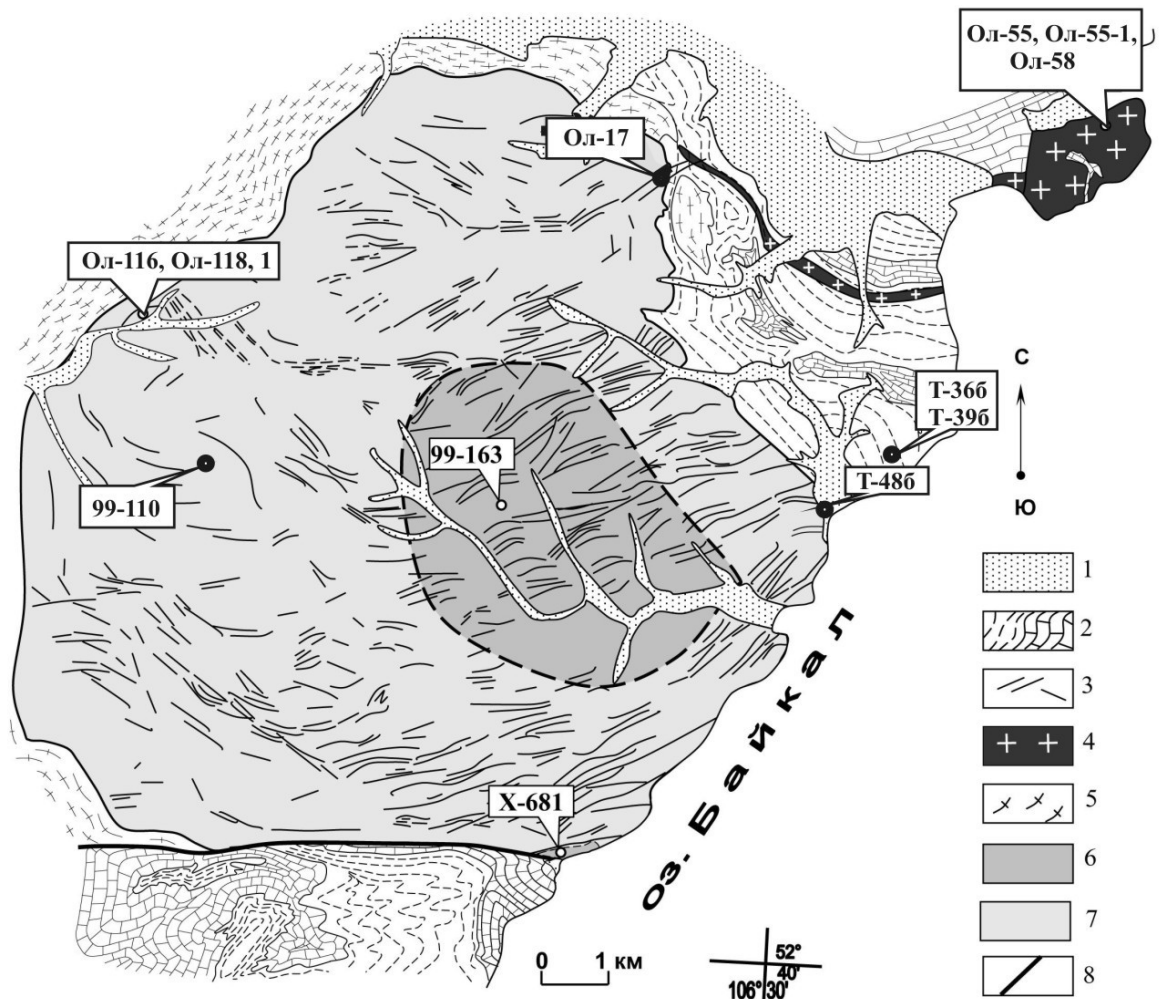


Рис. 4.20. Схема геологического строения Бирхинского массива и его складчатого обрамления. Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – метаморфические породы ольхонской серии; 3 – жилы гранитов, секущие габброиды Бирхинского массива (нерасчлененные); 4 – интрузивные тела гранитов аинского комплекса (Айский массив и Ангинское гранитное тело); 5 – бластомилониты по монцогаббро и монцодиоритам Бирхинского массива; 6-7 – габброиды Бирхинского массива: 6 – оливиновые габбронориты, пироксениты и анортозиты первой интрузивной фазы, 7 – лейкогаббронориты, монцогаббро, монцодиориты второй интрузивной фазы; 8 – разрывные нарушения. На рисунке показаны точки отбора образцов для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb датирования.

Породы второй фазы представляют собой дифференцированную серию от оливиновых габброноритов до монцодиоритов. В отличие от пород первой фазы здесь не наблюдается отчетливой ритмичности, переходы между породными разностями постепенные. Породы второй фазы имеют повышенную щелочность,

железистость и характеризуются относительно слабым разбросом в содержаниях глинозема и магния. Наиболее контрастно габброиды первой и второй фаз различаются по железистости оливина ($f = 20—30\%$ и $f = 35—45\%$ соответственно), а также по набору позднемагматических минералов – индикаторов автономных трендов дифференциации [Мехоношин, Колотилина, Орсов, 2003]. В габброидах первой фазы – это первично-магматический амфибол (паргасит), ксеноморфно выполняющий интерстиции между оливином, пироксенами и плагиоклазом, а в габброидах второй фазы вместо амфибола в интерстициях кристаллизуются калиевый полевой шпат и биотит ($f = 45 – 50\%$).

Тектоническая позиция Бирхинского габброидного массива (см. **рис.4.20**) до сих пор остается дискуссионной [Ескин, Эз, Грабкин и др., 1979; Федоровский, 2004]. С одной стороны для него доказано активное внедрение во вмещающую метаморфическую раму (реликты зон закалки габброидов и фрагменты ороговикованных амфиболитов в бластомилонитовой оторочке) [Мехоношин, Колотилина, Орсов, 2003]. С другой стороны, детальное картирование и структурно-геологическое изучение Ольхонского региона показали, что Бирхинский габброидный массив участвовал в коллизионном тектогенезе как твердое тело на фоне хрупко- и вязкопластичного сдвигового течения горных масс в мигматизированных метаморфических толщах, что в конечном итоге привело к формированию резко ассиметричной структуры Приольхонья, когда на удалении от Бирхинского массива её ширина превышает 30—40 км, а в месте “прямого” взаимодействия массива с Сибирской платформой - сокращается до 3—10 км при градиенте метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации [Розен, Федоровский, 2001]. В эндоконтактной зоне породы Бирхинского массива подвержены площадной амфиболизации, а в экзоконтакте – окружены мощной бластомилонитовой оторочкой. Первичномагматические породы сохранились только в центральной части массива. В краевой оторочке, ширина которой достигает 500 м [Мехоношин и др., 2003; 2004; Волкова, Травин, Юдин и др., 2008], габброиды подвержены площадной амфиболизации и первичные пироксены практически полностью замещены зеленой роговой обманкой.

Улан-нурский комплекс. В Ангинской зоне широко проявлены магматические образования кварц-монцодиоритового и гранодиорит-гранитного состава. Это четко

обособленные крупные тела, расположенные вдоль р. Анга и на побережье оз. Байкал (см. **рис. 4.14, 4.20**). Обращает на себя внимание, что полоса пород монцодиоритового состава развита вдоль всего северо-восточного экзоконтакта Бирхинского массива и, Z-образно изгибаясь, протягивается до побережья оз. Байкал. Она сложена преимущественно ортогнейсами, хотя в ее пределах отмечаются отдельные участки практически неметаморфизованных монцодиоритоидов. На юго-восточном ее окончании выделяется крупное обособленное тело, сложенное наименее тектонизированными породами – Улан-Нурский массив. В его составе выделяются несколько интрузивных фаз, внедрившихся в гомодромной последовательности: первая фаза представлена габброноритами по петрографии и химическому составу идентичным габброидам второй фазы Бирхинского массива; вторая фаза представлена кварцевыми диоритами, имеющими преимущественное распространение; третья – жилами гранодиоритов и гранитов.

Тажеранский щелочно-габброидный массив расположен на северо-восточном окончании Ангинской зоны Приольхонья, вблизи береговой линии озера Байкал (**рис. 4.14**). Геологическая уникальность массива состоит, прежде всего, в проявлении щелочных нефелинсодержащих габброидов и сиенитов. Наиболее значимый вклад в его изучение внес А.А. Конев в 60-70-х годах [Конев, Грудинин, Остапенко, 1967; Конев, Самойлов, 1974]. Было установлено, что массив на современном эрозионном срезе имеет размеры 2×4 км, и прорывает толщи амфибол-биотитовых гнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов с образованием мощной зоны ороговикования. Согласно А.А. Коневу, в составе Тажеранского массива выделяются три интрузивные фазы: 1) габбро-диориты повышенной щелочности; 2) лейкократовые щелочные сиениты, являющиеся главной фазой массива; 3) нефелиновые сиениты и ийолиты. Возраст сиенитов, полученный с помощью U-Pb изотопного датирования, составляет около 470 млн лет [Федоровский, Складов, Лавренчук и др., 2007; Старикова и др., 2014].

Гранитные жилы, дайки и интрузивные массивы аинского комплекса прорывают метаморфические породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а также габброиды бирхинского и монцодиоритоиды улан-нурского комплексов (**рис. 4.20**). Они объединены в аинский комплекс [Иванов, Шмакин, 1980]. Наиболее

крупным телом гранитов аинского комплекса является Айский массив размером 1×2 км, расположенный на побережье озера Байкал. Кроме того, аинские граниты формируют сигмоидально изгибающееся дайкообразное тело на правом берегу р. Анга. Гранитные жилы в большом количестве прорывают габброиды Бирхинского и монцодиориты Улан-нурского массивов, заполняя трещины отрыва, возникшие при субвертикальных сдвиговых деформациях (В.Г. Владимиров, устное сообщение).

По минеральному составу граниты и пегматиты аинского комплекса соответствуют лейкогранитам, сложенным кварцем, калишпатом и альбит-олигоклазом, темноцветные минералы представлены гранатом, биотитом и (или) мусковитом и составляют не более 3-5 объём. %. Характерной чертой является почти повсеместное присутствие амазонита и турмалина (в отличие от гранитов шаранурского комплекса) и повышенные концентрации редких металлов – Rb, Cs и Ta. [Иванов, Шмакин, 1980; Юдин, Хромых, Мехоношин и др., 2005].

Термическая история Бирхинского габброидного и Айского гранитного массивов

Бирхинский массив. В центральной части Бирхинского массива для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования был отобран первично-магматический амфибол из низкощелочных габброидов 1-ой фазы (обр. 99-163, **рис. 4.20**), из биотитового монцогаббронорита 2-ой фазы – биотит (обр. 99-110, **рис. 4.20**). Был отобран биотит из гранитной жилы, секущей монцогаббро второй фазы Бирхинского массива (обр. Ол-17), а также из гранитной жилы «законсервированной» в габброидах первой фазы в южной части массива (образец Х-681) (**рис. 4.20**). Для определения возраста процессов постмагматического преобразования габброидов Бирхинского массива были исследованы монофракции амфибола из амфиболизированных монцогабброидов (обр. Ол-116) и прорывающих их жил амфибол содержащих гранитов улан-нурского комплекса (Ол-118). Здесь также был отобран биотит (обр. № 1) из пегматитовой жилы (карьер Нарин-Кунта).

На участке бухты Бегул наблюдаются не срезанные поздними деформациями метаморфические породы контактового ореола Бирхинского массива (**рис. 4.20**). Они сложены метабазитами и метапелитами. Метабазиты представлены в основном амфиболитами, состоящими из магнезиальной роговой обманки, андезина и рудного минерала (например, обр. Т-36Б-06: $\text{Hbl}_{29-36} + \text{Pl}_{44} \pm \text{Qtz}$; обр. Т-37-06: $\text{Hbl}_{50} + \text{Pl}_{37}$).

Гранат в амфиболитах встречается довольно редко. Метапелиты представлены андалузит-гранат-биотитовыми и ставролит-гранат-биотитовыми сланцами (обр. Т-39Б-06: $\text{And} + \text{Grt}_{84-88} + \text{Bt}_{46-50} + \text{Pl}_{20-22} + \text{Qtz}$; обр. Т-39В-06: $\text{Grt}_{86-88} + \text{Bt}_{47-48} + \text{St}_{79-81} + \text{Pl}_{23} + \text{Qtz}$). Гранат содержит 75—79 % альмандина, 11—14 % пиропы, 7—8 % спессартина и 3 % гроссуляра. Плагиоклаз отвечает по составу олигоклазу. Содержание TiO_2 в биотите – 1.1—1.5 мас. %. Ставролит содержит 1.25—1.44 мас.% ZnO . Оценки P-T параметров метаморфизма, полученные с использованием программы THERMOCALC для метапелитов, составляют 500—510°C и 2.5—3.5 кбар [Тарасова, Хромых, Юдин и др., 2007; Волкова, Травин, Юдин и др., 2008].

Были также исследованы роговики из припаянного контакта массива (рис. 4.20) (обр. Т-48А, обр. Т-48Б, обр. Т-48В). Для них получены значительно большие оценки P-T параметров: $T = 700^\circ\text{C}$, $P = 7$ кбар для обр. Т-48-А и $T = 620^\circ\text{C}$, $P = 5.4$ кбар для обр. Т-48-В. Эти данные свидетельствуют о глубине становления Бирхинского массива порядка 18—23 км. Из гранат-биотитового роговика Т-48-Б был отобран биотит для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования.

В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования первично-магматического амфибола из низкощелочных габброидов 1-ой фазы, отобранного в центральной части массива (рис. 4.20), получен спектр с четким плато, которому соответствует 95% выделенного ^{39}Ar и значение возраста 500.2 ± 3.4 млн лет (рис. 4.21, таб. 4.6, Приложение). Эта датировка совпадает с U/Pb возрастными данными, полученными по циркону для габброидов второй фазы Бирхинского массива [Fedorovsky, Donskaya, Gladkochub et al., 2005]. Полученная датировка согласуется также с результатами Sm-Nd изотопного датирования габброидов Бирхинского массива, составившими 530 ± 23 млн лет [Бибикова, Карпенко, Сумин и др., 1990].

В возрастном спектре амфибола Т-36-Б из амфиболита фиксируется плато, соответствующее 80% выделенного ^{39}Ar , с возрастом равным 485.6 ± 6.9 млн лет (рис. 4.21, таб. 4.6, Приложение), близким к возрасту, полученному по первично-магматическому амфиболу из габбро 1-ой фазы. В то же время, для биотита из гранат-биотит-андалузитового сланца (обр. Т-39-Б) методом плато рассчитан значительно меньший возраст 435.0 ± 3.7 млн лет.

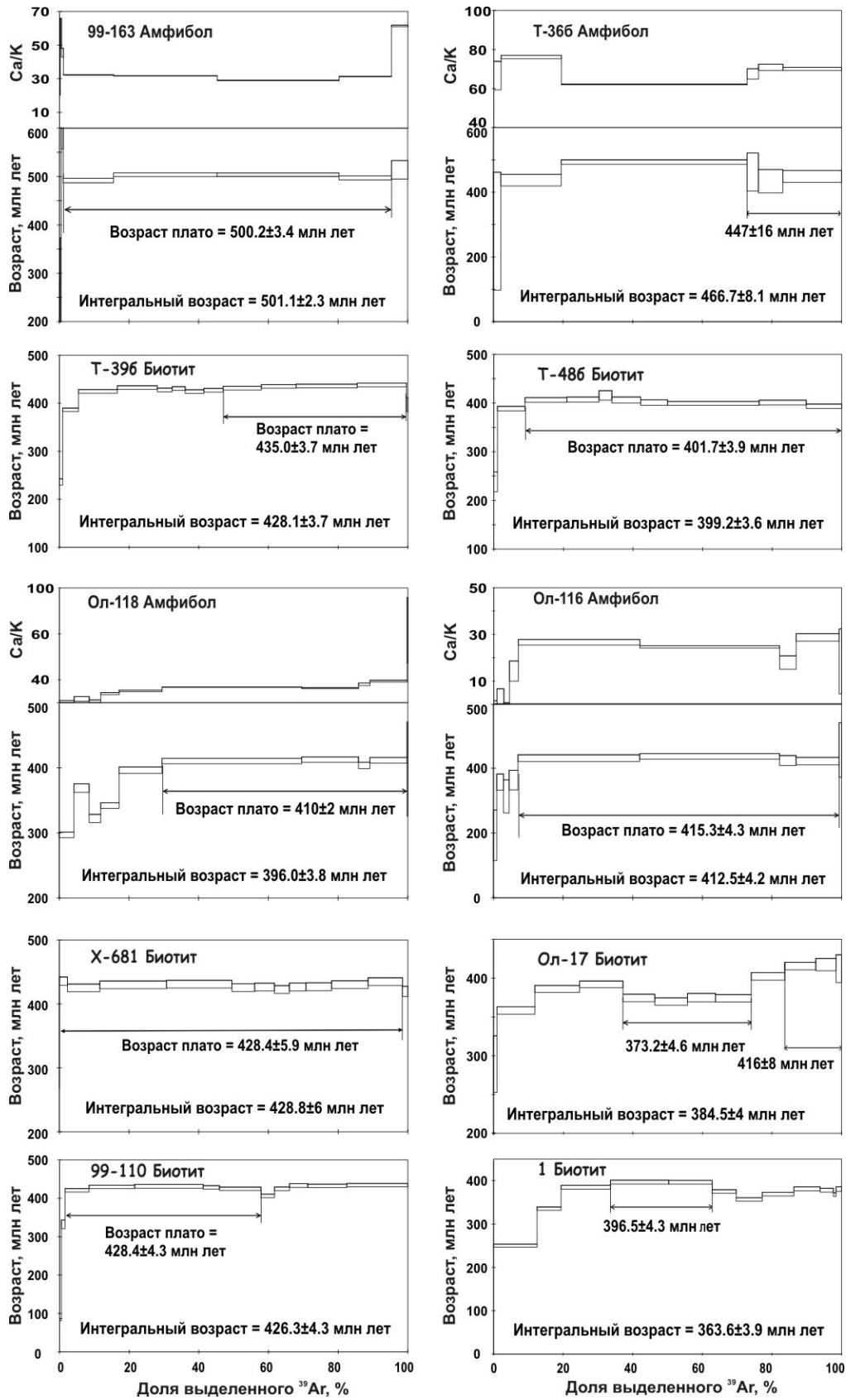


Рис. 4.21. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования первичномагматического амфибола из 1-ой фазы Бирхинского массива (обр. 99-163); биотита из монцогаббронорита 2-ой

фазы (обр. 99-110); роговой обманки из амфиболита (обр. Т-36-Б); амфибола из амфиболизированных монцогабброидов (обр. Ол-116) и жилы гранита улан-нурского комплекса (обр. Ол-118); биотита из амфиболита (обр. Т-39-Б), гранат-биотиитового роговика (обр. Т-48-Б), из гранитных жил (обр. Х-681, Ол-17), из пегматита (обр. 1).

С последней датировкой согласуются значения, полученные по биотиту из монцогаббронорита второй фазы Бирхинского массива (обр. 99-110) – 428.4 ± 4.3 млн лет, а также по биотиту из законсервированной в габброидах 1-ой фазы Бирхинского массива гранитной жиле (обр. Х-681) – 428.4 ± 5.9 млн лет.

В возрастных спектрах амфиболов из амфиболизированного габбро (обр. Ол-116) и амфиболсодержащего мелагранита (обр. Ол-118) после незначительной лестницы вверх наблюдаются четкие плато, соответствующие согласующимся между собой значениям возраста – соответственно 415.0 ± 2.7 млн лет и 410.0 ± 2.0 млн лет (**рис. 4.21**, **таб. 4.6**, Приложение). По биотиту из гранат-биотиитового роговика (обр. Т-48-Б) получен спектр с четким плато, характеризующимся значением возраста 401.7 ± 3.9 млн лет (см. **рис. 4.21**, **таб. 4.6**, Приложение). Для биотитов из биотит-мусковитового лейкогранита (обр. Ол-17), из пегматитовой жилы (обр. 1) получены дискордантные спектры, в которых выделяются промежуточные плато со значениями возраста 416 ± 8 ; 396 ± 4 ; 373 ± 5 млн лет.

Айский массив. Жилы, дайки и Айский массив гранитов аинского комплекса прорывают породы метаморфического обрамления Бирхинского габброидного массива, а также и породы самого массива, являясь самыми поздними магматическими образованиями Ангинской зоны. Проведенное U/Pb (SHRIMP II) геохронологическое изучение редкометальных гранитов Айского массива (образец Ол-55-1, **рис. 4.20**), выявило их возраст 468.6 ± 3.2 млн лет [Юдин, Хромых, Владимиров и др., 2005; Владимиров, Хромых, Мехоношин и др., 2008]. Полученная U/Pb датировка согласуется в пределах ошибки с результатами Rb-Sr датирования по валовым образцам гранитных жил аинского комплекса (481 ± 7 млн лет), секущих породы Бирхинского массива [Мишина, Костицын, Федоровский, 2004]. Эти оценки соответствуют возрасту массового синметаморфического гранитообразования в пределах других зон Приольхонья – Чернорудской и Анга-Сатюрты [Владимиров и др., 2008].

По биотитам, выделенным из гранитов главной фазы Айского массива (образец Ол-55) и прорывающей их пегматитовой жилы (образец Ол-58), выполнено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование. В полученных спектрах после лестницы вверх наблюдаются плато, соответствующие возрастам 412.8 ± 4.2 млн лет и 391.1 ± 3.9 млн лет (рис. 4.22, таб. 4.7, Приложение).

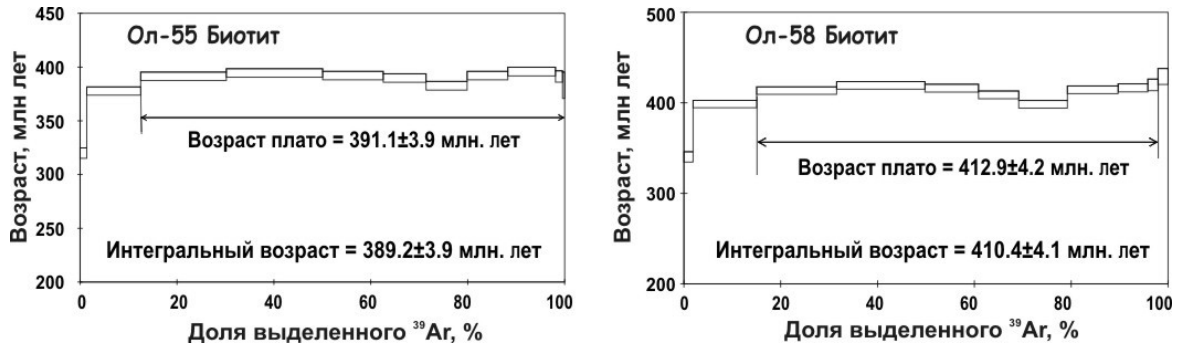


Рис. 4.22. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотитов из биотитового гранита Айского массива (обр. Ол-55) и прорывающей граниты пегматитовой жилы (образец Ол-58).

Этап 500-490 млн лет. На основании совпадения U/Pb (по циркону) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (по магматическому амфиболу – образец 99-163) датировок габброидов Бирхинского массива можно сделать вывод о том, что 500 млн лет назад произошло быстрое остывание пород массива сразу после его формирования (см. рис. 4.23а). С учетом геотермического градиента, составляющего порядка 30—40 °C/км, и температуры закрытия изотопной системы амфибола 550 ± 50 °C [Hodges, 2004], к моменту закрытия K/Ar изотопной системы магматического амфибола массив должен был находиться на глубинах, не превышающих 14 км (см. рис. 4.23б). О глубине формирования массива говорят оценки давления, достигающие 7 кбар, полученные с использованием программы THERMOCALC для контактовых роговиков из припаянного контакта массива). Соответственно, глубина формирования Бирхинского массива – порядка 26 км, и менее, чем за 5 млн лет, должна была произойти транспортировка массива вверх примерно на 10 км.

Этап 475-460 млн лет. По геологическим данным Бирхинский массив участвовал в коллизионном тектогенезе как уже остывшее твердое тело на фоне хрупко- и вязкопластичного сдвигового течения горных масс в мигматизированных метаморфических толщах. В эндоконтактной зоне породы массива подвержены

площадной амфиболизации, а в экзоконтакте – окружены мощной бластомилонитовой оторочкой. О возрасте сдвиговых деформаций можно судить на основе согласующихся между собой Rb/Sr датировки по синкинематической гранитной дайке аинского комплекса [Мишина, Костицын, Федоровский, 2004] и U/Pb возраста по циркону из Айского гранитного массива – 481 ± 7 млн лет и 468.6 ± 3.2 млн лет соответственно. Учитывая субвертикальную кинематику сдвиговых деформаций, синтектоническим по отношению к которым является формирование многочисленных гранитных жил, прорывающих габброиды Бирхинского и монцодиориты Улан-нурского массивов и заполняющих трещины отрыва, (В.Г. Владимиров, устное сообщение), на этот этап также должна приходиться значительная амплитуда вертикальной транспортировки Бирхинского массива (рис. 4.23б).

Этап 450-430 млн лет. При датировании Rb/Sr методом по 4 валовым образцам гранитов Айского массива Мишиной с соавторами получен возраст 447 ± 6 млн лет [Мишина, Костицын, Федоровский, 2004]. Эта датировка значительно моложе возраста массива, определенного U/Pb методом по циркону. Для температуры закрытия Rb/Sr изотопной системы на уровне валовых образцов приводятся оценки от 600 °C до 700 ± 50 °C [Harrison et al., 1979]. В то же время, температура закрытия может быть значительно ниже в случае воздействия наложенных деформаций либо при преобладающем вкладе в баланс Rb/Sr системы валовой породы биотита.

В последнем случае эффективная температура закрытия – порядка 300 °C [Hodges, 2004]. Близкие возрасты (рис. 4.21) получены по промежуточному плато в $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре роговой обманки из амфиболита Т-36-Б (447 ± 16 млн лет), а также по биотиту из амфиболита Т-39-Б (435 ± 4 млн лет). Фиксируемое по этим данным тектонотермальное событие совпадает во времени с наблюдаемым по всему Приольхонью закрытием K/Ar изотопной системы метаморфических амфиболов [Волкова и др., 2008]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по биотиту из законсервированной в Бирхинском массиве гранитной дайки (образец Х-681) и из вмещающих Бирхинский массив гранат-биотитовых сланцев (образец Т-39-Б) свидетельствуют о том, что Бирхинский массив и его обрамление должны были уже к концу рассматриваемого

этапа находиться на глубине, не превышающей 9.4 км, что соответствует консервации K/Ar изотопной системы биотита (рис. 4.23б).

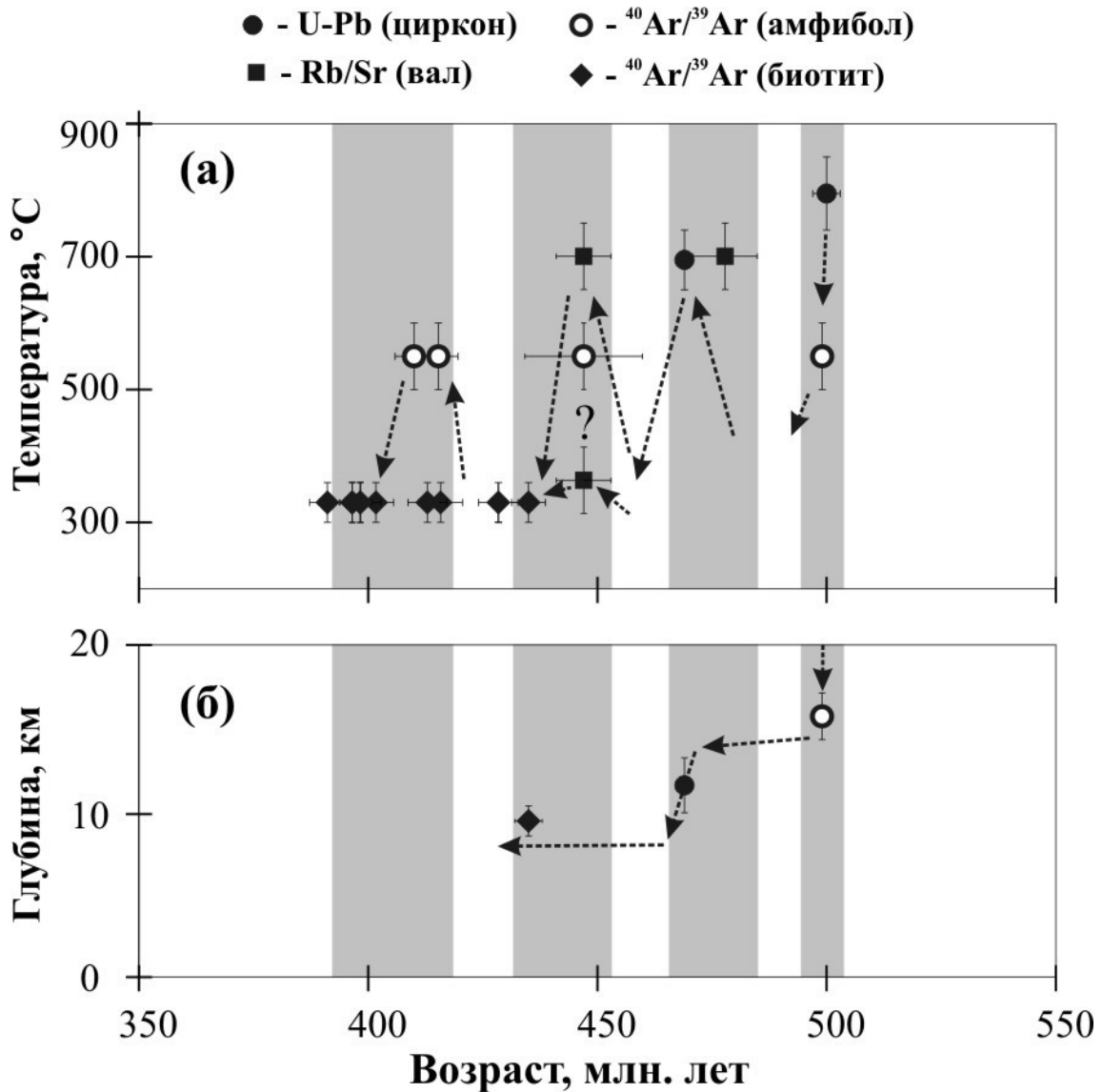


Рис. 4.23. Результаты реконструкции истории охлаждения (а) и подъема (б) пород Бирхинского габброидного массива и его обрамления.

Этап 415-390 млн лет. На основании сопоставления $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок южной и северной окраин Бирхинского габброидного массива может быть сделан вывод о большой интенсивности сдвиговых деформаций последнего этапа с возрастом около 410 (390 – 415) млн лет. В южной части массива закрытие K/Ar изотопной системы биотита из лейкогранитной жилы аинского комплекса, а также из сохранившихся метаморфических пород контактового ореола произошло 430-435

млн лет назад (образцы Т-39б, Т-48б, Х-681 на **рис. 4.20, 4.24**). В то же время, по биотиту из аналогичной лейкогранитной жилы в северо-восточной эндоконтактовой зоне (образец Ол-17 на **рис. 4.20, 4.24**) фиксируется значительно меньший возраст 415 ± 4 млн лет. По биотиту и амфиболу из амфиболизированного монцогаббро в северо-западной экзоконтактовой зоне в пределах карьера Нарин-Кунта (образцы Ол-116 и Ол-118 на **рис. 4.20, 4.24**) также получен возраст 410-415 млн лет. Эти образцы отобраны в пределах влияния зоны площадной амфиболизации, сформировавшейся вместе с мощной бластомилонитовой оторочкой Бирхинского массива в процессе его «роллинга» (поворот вокруг собственной оси синхронный с интенсивными сдвиговыми деформациями). Влиянию этой зоны подвержены и породы Айского массива редкометальных гранитов аинского комплекса – по биотитам из них получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки 391 ± 4 , 412 ± 4 млн лет (образцы Ол-55, Ол-58 на **рис. 4.20, 4.24**).

4.5. Геодинамический анализ ранних каледонид Ольхонского региона

В результате интенсивных исследований последнего времени стало очевидным, что геологическая структура Ольхонского региона представляет собой коллизионный коллаж, сложенный разномасштабными пакетами тектонических литопластин, бластомилонитов и милонитов, различающихся породными ансамблями, составом протолитов, степенью их метаморфических преобразований и спецификой магматизма (см. обзор в [Fedorovsky et al, 2005]). Постоянно возрастающий объем структурно-петрологических, изотопно-геохимических и особенно – геохронологических данных, сводка которых приведена на **рис. 4.24** [Владимиров и др., 2011], позволяет провести геодинамический анализ ранних каледонид Ольхонского региона, как единого геологического объекта в координатах «структура – состав – время».

Изотопное датирование протолитов

Получена новая информация, позволяющая судить о возрасте протолитов Ольхонского региона. Прежде всего, это данные Д.С. Гладкочуба с соавторами [Гладкочуб и др., 2010], которые обнаружили древние цирконы с возрастом 844 и 792 млн лет в бластомилонитовом комплексе Орсо, а также данные Н.И. Волковой с

соавторами [Волкова и др., 2010] о возрасте базальтового протолита дупироксеновых гнейсов гранулитовой фации метаморфизма в Чернорудской зоне (624 ± 11 млн лет).

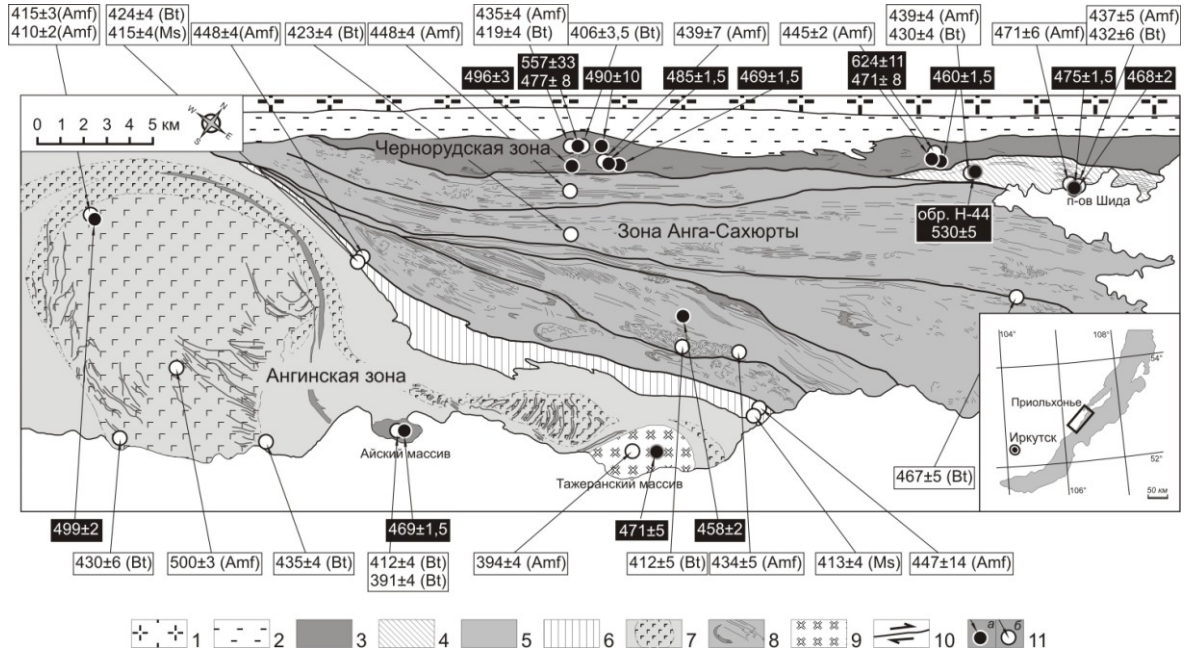


Рис. 4.24. Схема тектонического районирования с вынесенными изотопно-геохронологическими данными (U/Pb , $^{40}Ar/^{39}Ar$) по метаморфическим и магматическим комплексам Ольхонского региона. 1 – архей–раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона; 2 – бластомилониты Приморского разлома и “коллизийного шва”; 3–7 – раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона: 3 – метаморфические породы Чернорудской зоны (гранулитовая фация), 4 – метаморфические породы зоны Шида (амфиболитовая фация), 5 – метаморфические породы зоны Анга-Сахюрты (амфиболитовая фация), 6 – метаморфические породы «комплекса Орсо» (эпидот-амфиболитовая фация), 7 – метаморфические породы Ангинской зоны (эпидот-амфиболитовая фация); 7–9 – раннепалеозойские интрузивные комплексы: 7 – массивы габброидов, монцодиоритов, монцонитов бирхинского комплекса в Ангинской зоне, 8 – тела и жилы гранитоидов шаранурского (в зонах Анга-Сахюрты и Чернорудской) и аинского (в Ангинской зоне) комплексов, 9 – Тажеранский массив щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов и сиенитов; 10 – главные сдвиговые швы; 11 – точки отбора проб для геохронологических исследований: (а) – $U-Pb$ изотопное датирование по циркону (Zrn -циркон), (б) – $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование. Результаты датирования приведены в млн. лет; для $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок указан минерал-геохронометр (Amf – амфибол, Bt – биотит, Ms – мусковит).

Особое внимание следует уделить дате 530 ± 5 млн лет [Владимиров и др., 2011], полученной по цирконам из лейкосомы мигматизированного гранат-биотитового гнейса бластомилонитового комплекса Шида (складка Кульчицкого,

обр. Н-44). Возраст формирования мигматитов оказался на 30–35 млн лет древнее полученных ранее дат по гранулитам, синметаморфическим гиперстенсодержащим гранитам и кварцсодержащим сиенитам: 490 ± 10 млн лет [Бибикова и др., 1990; Летников и др., 1990], 496 ± 3 млн лет [Владимиров и др., 2008], 507 ± 8 млн лет, 498 ± 7 млн лет [Gladkochub et al., 2008]. Весьма близкое значение U-Pb изотопного возраста (535 млн лет) было зафиксировано в метаморфических каймах детритовых цирконов из образца с мыса Хобой [Gladkochub et al., 2008]. В совокупности приведенные даты позволяют предполагать, что на возрастном рубеже 535–530 млн лет имело место региональное метаморфическое событие (амфиболитовая фация), предшествующее гранулитовому метаморфизму. Вероятнее всего, намеченный возрастной рубеж отражает финальную стадию надсубдукционных процессов, в то время как гранулитовый метаморфизм (495 ± 5 млн лет) – кульминацию коллизионного сжатия, фрагментацию задугового бассейна на отдельные литопластины и их сучивание.

Тектонотермальная история метаморфических и магматических событий

Интерпретация структурно-петрологических данных, U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов в координатах «время – температура закрытия изотопных систем минералов» в целом подтверждает внутреннюю структуру Ольхонского террейна, а также позволяет выяснить динамику тектонического экспонирования литопластин (рис. 4.25).

Стало очевидным, что бластомилониты Приморского разлома, «коллизионного шва» и комплекса Орсо являются маркерами проникающих разломов первого порядка; для них реконструируется идентичная термическая история, характеризующаяся, как минимум, - двумя дискретными импульсами тектонической активности (450—445, 415—400 млн лет, см. рис. 4.25). Именно в этих структурах зафиксированы наиболее древние даты (U/Pb изотопный метод, Zrn), отражающие в Приморском разломе возраст огнейсованных гранитов (~ 1.9 млрд лет), в пределах комплекса Орсо – протолитов (0.8—0.85 млрд лет). В качестве самостоятельной структурной единицы следует также рассматривать бластомилониты и милониты комплекса Шида, где обнаружены будины

«альпинотипных» гипербазитов – реликты окраинноморско-островодужной системы и древние линзы мигматизированных гнейсов (0.53 млрд лет).

Начиная с возрастного рубежа 450—445 млн лет (U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методы), эти разломы взаимодействовали между собой, определив структурно-кинематический стиль деформаций для региона в целом.

Ангинская зона (эпидот-амфиболитовая фация). Полученные изотопно-геохронологические данные для этой зоны свидетельствуют в пользу неоднократного интенсивного прогрева осадочно-вулканогенных толщ. Намечены три импульса тектонотермальной активности, вероятнее всего, связанные: а) с внедрением Бирхинского габброидного массива 500 млн лет назад [Юдин и др., 2005; Владимиров и др., 2008]; б) с повторным прогревом толщ на рубеже 470 млн лет, когда произошло внедрение субщелочных габброидов и сиенитов тажеранского комплекса [Федоровский и др., 2010], а также редкометалльных гранитов аинского комплекса [Юдин и др., 2005; Владимиров и др., 2008]; и, наконец, в) с флюидно-термальным прогревом толщ в ходе постколлизии вязко- и хрупкопластических сдвиговых деформаций, когда магматизм отсутствовал.

Зона Анга-Сахюрты (амфиболитовая фация) характеризуется широким развитием синдеформационных параавтохтонных и инъекционных гранитов (шаранурский комплекс). В геодинамической истории этой зоны реконструируются два термальных события: ~ 470 млн лет – коллапс коллизии системы, и, – как следствие, масштабное выплавление гранитов; 445—440 млн лет – сдвиговые деформации и связанная с ними тектоническая эксгумация пород на верхние уровни земной коры (см. **рис. 4.25**).

Чернорудская литопластина (гранулитовая фация). Для этой пластины после завершения метаморфизма гранулитовой фации с возрастом 500 млн лет [Fedorovsky et al., 2005; Летников и др., 1990; Макрыгина и др., 2000; Волкова и др., 2008; Gladkochub., 2008; Гладкочуб и др., 2010] реконструируется картина последовательного закрытия изотопных систем (см. **рис. 4.25**), подобная описываемым для многих «медленно остывающих» гранулитовых комплексов мира (Южная Индия, Гренландия, Африка и т.д.). Полученные данные показали, что перемещение пород Чернорудской зоны с глубины 27 км до глубины, меньшей 10 км происходило в течение 100 млн лет (см. **рис. 4.7**).

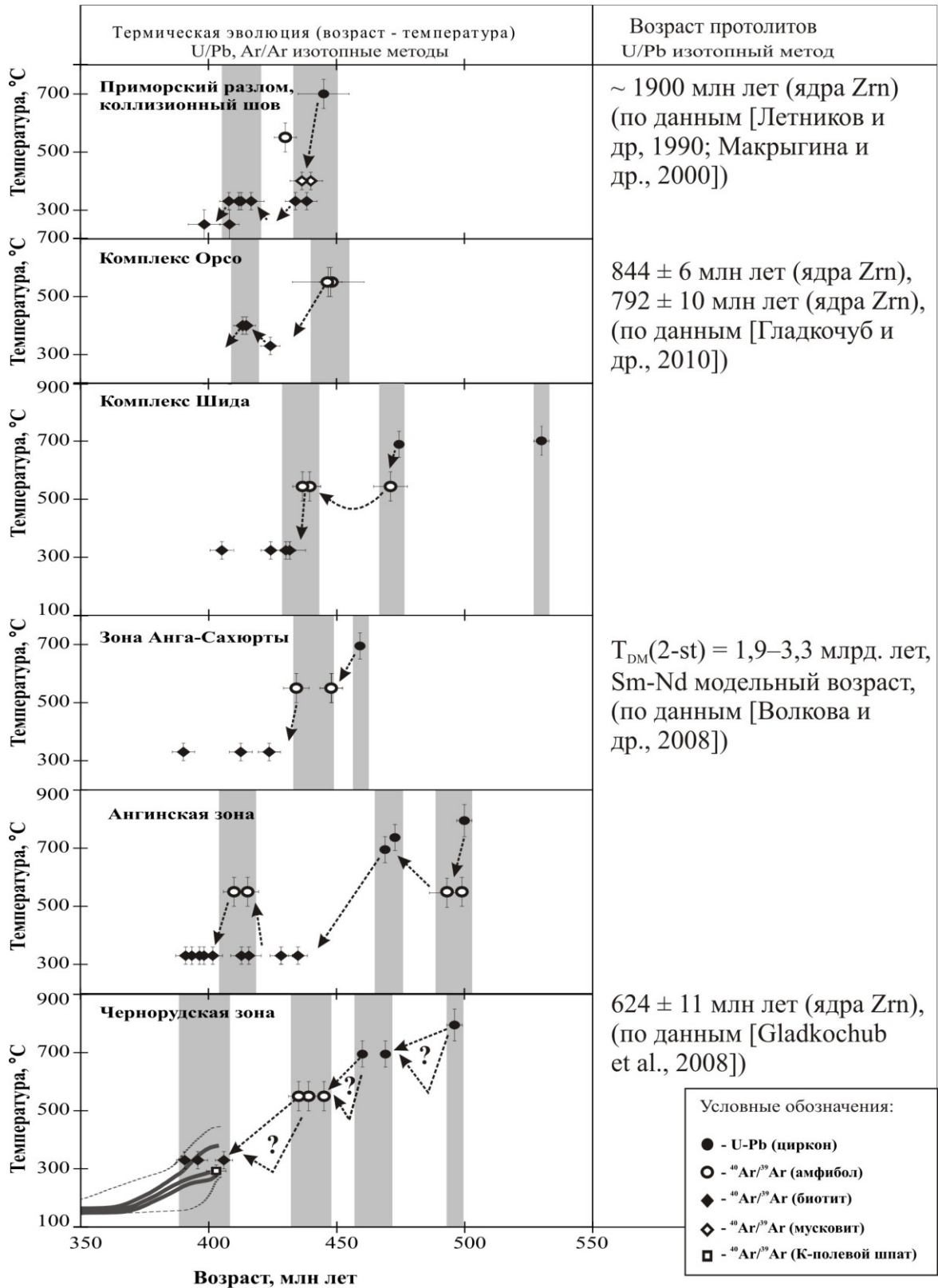


Рис. 4.25. Термическая эволюция (возраст-температура) литопластин и blastomylonитовых комплексов Ольхонского региона. Пояснения – в тексте.

Этот процесс мог быть непрерывным (по аналогии с докембрийскими щитами), либо мог быть результатом нескольких дискретных тектонических событий (по аналогии с надвигами францисканского типа [Добрецов, 1995; Agard et al., 2009]. С учетом совокупности всех полученных для главных зон Ольхонского региона данных представляется более логичным второй вариант. Так, в пользу предположения об эксгумации пород Чернорудской зоны в результате нескольких тектонических событий говорит совпадение возраста закрытия изотопных систем минералов с этапами тектонической активности в пределах крупных разломов Ольхонского региона. По всей видимости, в перерывах длительностью десятки млн лет между этапами породы тектонических пластин «замораживались» на промежуточной глубине при относительно пониженной температуре. В процессе очередной тектоно-магматической активизации происходило кратковременное повышение температуры, сопровождавшееся понижением давления - эксгумацией пород Чернорудской зоны на следующий уровень глубины (**рис. 4.26**) [Травин, 2016]. Если основным источником прогрева на ранних этапах являлось поступление магм мантийного, мантийно-корового генезиса [Склярков и др., 2001; Владимиров А.Г. и др., 2004; Хромых, 2006; Федоровский и др., 2010; Мехоношин и др., 2013], то на поздних, характеризующихся амагматичностью этапах прогрев мог быть обусловлен интенсивными пластическими, хрупко-пластическими деформациями. Это согласуется с предположением о том, что поздние этапы могли быть связаны со скольжением Ольхонского террейна вдоль края Сибирского кратона, сопровождавшимся эксгумацией сдвиговых пластин из глубины коры [Федоровский и др., 2010].

Сценарий геодинамического развития Ольхонского региона

Термохронологические тренды, оценки возрастов и состава протолитов, P-T параметров метаморфизма и специфики магматизма позволяют предложить следующий сценарий геодинамического развития Ольхонского региона [Владимиров и др., 2011].

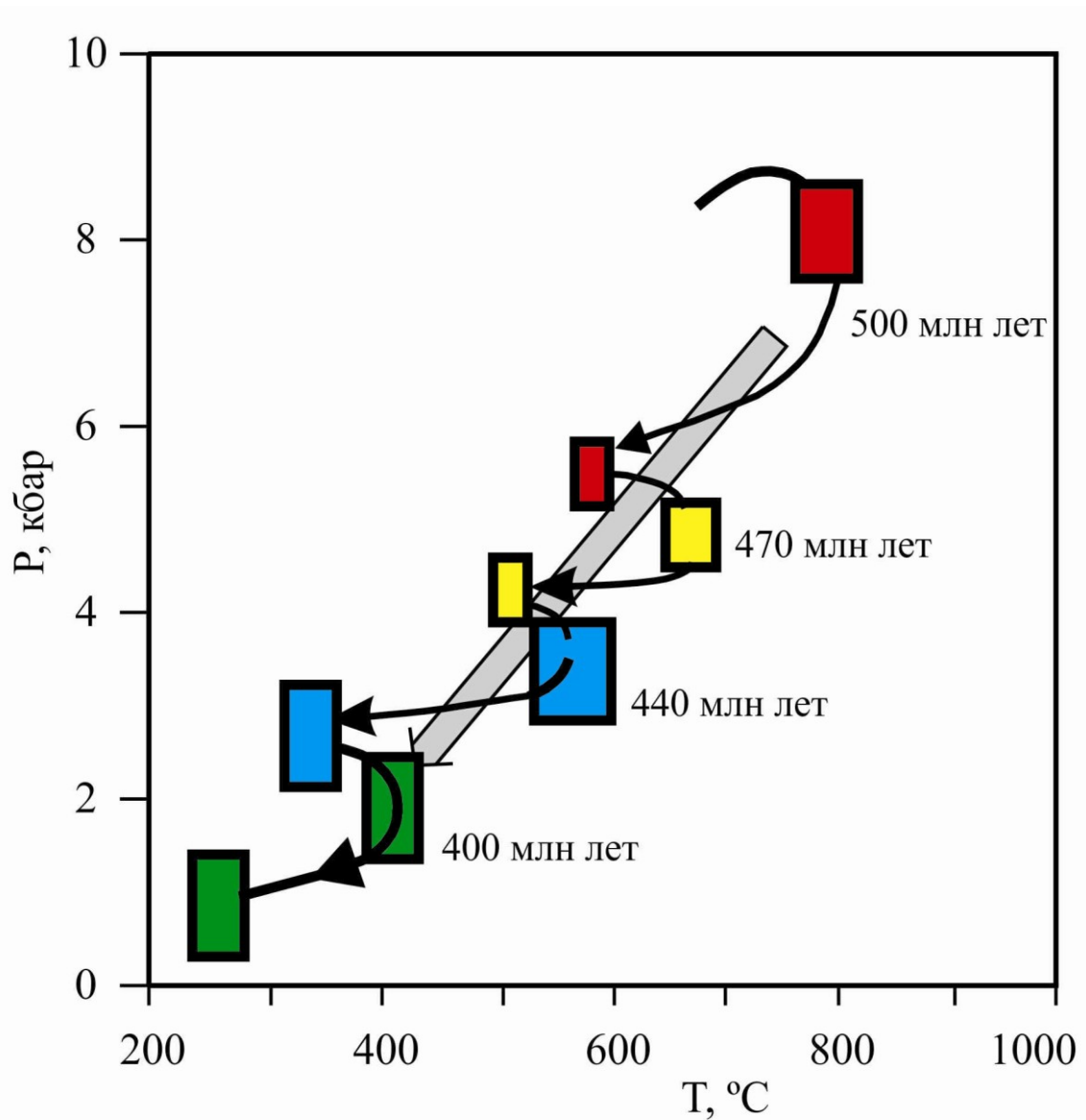


Рис. 4.26. Схема эволюции P-T параметров метаморфизма пород Чернорудской зоны [Травин, 2016]. Прямоугольником красного цвета в правом верхнем углу показана P-T – область, оцененная по минералогическим термометрам и барометрам для дупироксенговых гнейсов Чернорудской зоны [Fedorovsky et al, 2005]. Серой полосой показан тренд, соответствующий традиционно предполагаемой эволюции P-T параметров гранулитовых комплексов (медленный подъем и остывание). Цветными прямоугольниками и соединяющими их стрелками показана предлагаемая эволюция, состоящая из дискретных этапов: красные прямоугольники – этап с возрастом 500 млн лет; желтые – 470 млн лет; синие - 440 млн лет; зеленые – 400 млн лет.

Надсубдукционный этап ($\geq 0.62 - 0.53$ млрд лет). На южной окраине Сибирской платформы (в современных координатах) существовал окраинноморско-островодужный бассейн, фрагментами которого на современном эрозионном срезе

являются толеитовые метабазалы и габбро-пироксениты Чернорудской зоны (возраст метабазальтового протолита 624 ± 11 млн лет, *Zrn*), а также мигматизированная в условиях амфиболитовой фации метатерригенная толща, фрагменты которой сохранились в окрестностях так называемой складки Кульчицкого (бластомилонитовый комплекс Шида). По всей вероятности, к этому же окраинноморскому (задуговому) бассейну относятся структурно-вещественные комплексы зоны Анга-Сахюрты, однако история их формирования принципиально отличалась. Прямыми петрологическими индикаторами океанической коры задугового бассейна являются здесь тектонизированные массивы и будины гипербазитов (Шида, Тог и др.), а также ассоциирующие с ними амфиболиты, состав которых отвечает метабазальтам толеитовой серии. Есть все основания предполагать, что океаническое основание задугового бассейна здесь было перекрыто конусами выноса терригенных осадков с Сибирской платформы, фрагменты которых на современном эрозионном срезе представлены мигматизированными гнейсами (Sm-Nd модельный возраст которых равен 1.9–3.3 млрд лет [Владимиров и др., 2008]).

Раннеколлизийный этап (495 ± 5 млн лет). Этот возрастной рубеж следует связывать с кульминацией коллизийного сжатия, сопровождавшегося заложением проникающих нарушений первого порядка, контролирующих внедрение габброидов бирхинского (озерского) комплекса (Ангинская зона), габбро-пироксенитов, гиперстеновых плагиогранитов и кварцсодержащих сиенитов чернорудского комплекса (Чернорудская зона). Массовое внедрение базитовых расплавов обеспечило прогрев и метаморфизм земной коры, вплоть до гранулитовой фации метаморфизма. Обращает на себя внимание отсутствие метаморфических и магматических пород с возрастом 495 ± 5 млн лет в зоне Анга-Сахюрты, что позволяет предположить ее гипсометрически более высокое положение в коллизийном горно-складчатом сооружении и вовлечение в процессы амфиболитового метаморфизма и мигматизации на позднеколлизийном этапе тектогенеза (см. ниже).

Позднеколлизийный этап ($\sim 470 \pm 5$ млн лет). Этот возрастной рубеж является ключевым в истории геологического развития Ольхонского региона и, по всей вероятности, отражает интерференцию плейт- и плюмтектонических факторов.

Структурообразующим фактором являлся коллапс коллизионной системы в условиях перехода от тектонической обстановки сжатия (транспрессии и горообразования) к длительному периоду растяжения и развала горноскладчатого сооружения. Индикатором смены тектонического режима служит резкое изменение кинематики движений от правосторонних сдвиго-взбросовых на левосторонние, сопровождавшееся внедрением синкинематических стресс-гранитов шаранурского комплекса и минглинг-даек. В Ангинской зоне этому же возрастному рубежу отвечают субщелочные микрогаббро, сиениты и нефелиновые сиениты тажеранского комплекса, внедрение и становление которых также контролировалось левосторонними вязко- и хрупкопластичными сдвиговыми деформациями [Федоровский и др., 2010]. Вместе с редкометалльными гранитами аинского комплекса, имеющими аналогичную структурную позицию в районе Бирхина, субщелочные и щелочные породы Тажерана могут предварительно рассматриваться как индикаторы плюмовой активности в Ольхонском регионе.

Внутриплитные этапы (435 ± 10 и 415 ± 5 млн лет) характеризуются амагматичностью в условиях широкого распространения милонитизации и бластомилонитизации толщ (левосторонняя кинематика деформаций) при относительно низких РТ-условиях (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма). Намеченные возрастные рубежи отражают кратковременные импульсы активизации тектонических движений, связанные с эволюцией сопряженной системы проникающих разрывных нарушений первого порядка (Приморский разлом и комплекс Орсо).

ГЛАВА 5. ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КАЛЕДОНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР ЦАСП

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса довольно широко проявлены аккреционно-коллизийные события позднекембрийско-ордовикского возраста (рис. 4.1) [Федоровский и др., 1995; Khain et al., 2003]. Это относится, в первую очередь, к метаморфическим комплексам, традиционно считавшимся раннедокембрийскими. Обращает на себя внимание, что полученные различными геохронологическими методами датировки укладываются в достаточно узкий интервал - 500-450 млн лет, что позволяет отнести их к одному и тому же каледонскому событию в истории формирования ЦАСП. Настоящая глава посвящена сравнительному анализу термической истории каледонских коллизийных структур ЦАСП на основе полученных нами и опубликованных результатов U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (K/Ar) изотопного датирования.

5.1. Коллизийная структура нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува)

В реконструкциях развития Центрально-Азиатского складчатого пояса значительную роль играет разноплановая и обширная информация по нагорью Сангилен. За длительную историю его изучения накоплен большой объем петрологических, геохронологических данных, полученных для магматических, метаморфических пород с использованием U/Pb [Козаков и др., 1999; Козаков и др., 2001; Salnikova et al., 2001 и др.], Rb/Sr [Петрова, Костицын, 2001], Sm/Nd [Козаков и др., 2003], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [Изох и др., 2001а; 2001б; Травин и др., 2002; 2006; Владимиров и др., 2005; Гибшер и др., 2012] методов. На этой основе установлена относительная последовательность метаморфических, магматических, тектонических процессов формирования структуры Сангилен.

Тектоническая эволюция нагорья Сангилен

Сангиленское складчатое сооружение сформировано в раннекаледонское время в результате косої коллизии Таннуольской островодужной системы с Тувино-Монгольским микроконтинентом (ТММ) [Терлеев, Журавлева, 1989; Гибшер, Терлеев, 1992; Гибшер и др., 2000; Хаин и др., 2002]. Последовательность

тектонических этапов (D) связана с сопряженными магматизмом и метаморфизмом (M).

Тектонический этап D_n (570-535 млн лет). Этап отвечает субдукционно-аккреционной обстановке. На окраине ТММ преобладали пликативные деформации, которые можно наблюдать в карбонатно-терригенных толщах Западного и Центрального Сангилене [Владимиров и др., 2005]. Сжатие и утолщение окраинно-континентальной литосферы ТММ обеспечили условия для проявления прогрессивного метаморфизма, не превышающего уровень зеленосланцевой фации (M_{1a}). На данный период к проникающим тектоническим нарушениям можно отнести лишь Агардагскую шовную зону. Нижняя возрастная граница ее заложения может быть определена по обдуцированному на край ТММ офиолитовому комплексу (569 ± 1 млн лет, U/Pb [Pfander et al., 1998]).

Тектонический этап D_{n+1} (535-525 млн лет). Прекращение субдукции и возрастание давления океанической литосферной плиты на край ТММ повлекло за собой увеличение интенсивности орогенных процессов на Сангиленском участке конвергентной границы и, как следствие, возрастание уровня метаморфизма до верхов эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений (кианит-содержащие ассоциации). Изменение поля напряжения и изостазия инициировали перекрестную складчатость и покровообразование в верхних уровнях коры. Магматизм был незначителен и связан с трещинной тектоникой (инъекции тоналит-трондъемитовых расплавов ортоардырского комплекса).

Тектонический этап D_{n+2} (525-510 млн лет). Этап является ключевым в эволюции региона – произошло заложение проникающих дизъюнктивов (Эрзинская и Кокмолгаргинская сдвиговые зоны), которые совместно с Агардагской шовной зоной сформировали сдвиговую систему с ее фрагментацией на Мугуро-Чинчилигский и Эрзин-Нарынский тектонические блоки [Владимиров и др., 2005]. Характер деформаций изменился с покровно-складчатых на сдвиговый. В условиях сжатия деформации с правосдвигово-взбросовой кинематикой привели к реологическому расслоению коры по деколлементам с формированием промежуточных магматических камер. Внедрение по ослабленным зонам базитовых расплавов (Правотарлашкинский массив, см. **рис. 5.1**) обеспечивало дополнительный прогрев матеосадочных толщ и образование так называемого

теплового пятна под Сангиленом [Каргаполов, 1997; Изох и др., 2001]. Возраст Правотарлашкинского массива определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева по амфиболу. На основании промежуточного плато и изохронной регрессии он равен 529 ± 5 млн лет (**рис. 5.2, таб. 5.1**, Приложение) [Изох и др., 2001]. В то же время прогрев в сочетании со сбросом общего давления привел к частичному плавлению метаосадков, смене характера метаморфизма от повышенных давлений умеренных температур на метаморфизм умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа (M_{2a}) и, локально, на высокоградиентный метаморфизм НТ/LP-типа (M_{2b}) [Владимиров и др., 2005].

Тектонический этап Dn+3 (510-490 млн лет). Переход фиксируется ослаблением транспрессионного режима и сменой правосдвиго-взбросовой на левосдвиговую кинематику [Владимиров и др., 2005]. Появление локальных сдвигово-раздвиговых зон обеспечило условия для инъецирования базитовых расплавов в верхние уровни коры – внедрение и становление Баянкольского и Эрзинского габбро-монцодиоритовых массивов (**рис. 5.1**) [Изох и др., 2001].

Возраст Баянкольского массива определялся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева по амфиболу и на основании промежуточного плато и изохронной регрессии составил 491 ± 6 млн лет (рис. 5.2). Это значение совпало с U/Pb возрастом по циркону (496 ± 3 млн лет), а также с U/Pb (492 ± 10 млн лет, циркон) и Rb/Sr (486 ± 10 млн лет, вал) датировками Эрзинского массива [Изох и др., 2001; Козаков и др., 1999; Козаков и др., 2001; Петрова, Костицын, 1997].

Составы этих массивов отражают взаимодействие мантийных и коровых (S-тип) расплавов [Владимиров и др., 2000]. Продолжался локальный прогрев коры, приуроченный преимущественно к Агардагскому, Эрзинскому и Кокмолгаргинскому дизъюнктивам, с метаморфизмом умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа (M_{2a}) и высокоградиентного НТ-LP-типа (M_{2b}) [Владимиров и др., 2005].

Тектонический этап Dn+4 (490-480 млн лет). Этап отвечает кардинальному переходу от условий сжатия к растяжению [Владимиров и др., 2005]. Значительная мощность коры и отсутствие транспрессии препятствовали заложению новых крупных дизъюнктивов, способных «вскрыть» мантийно-коровые очаги базитовых расплавов.

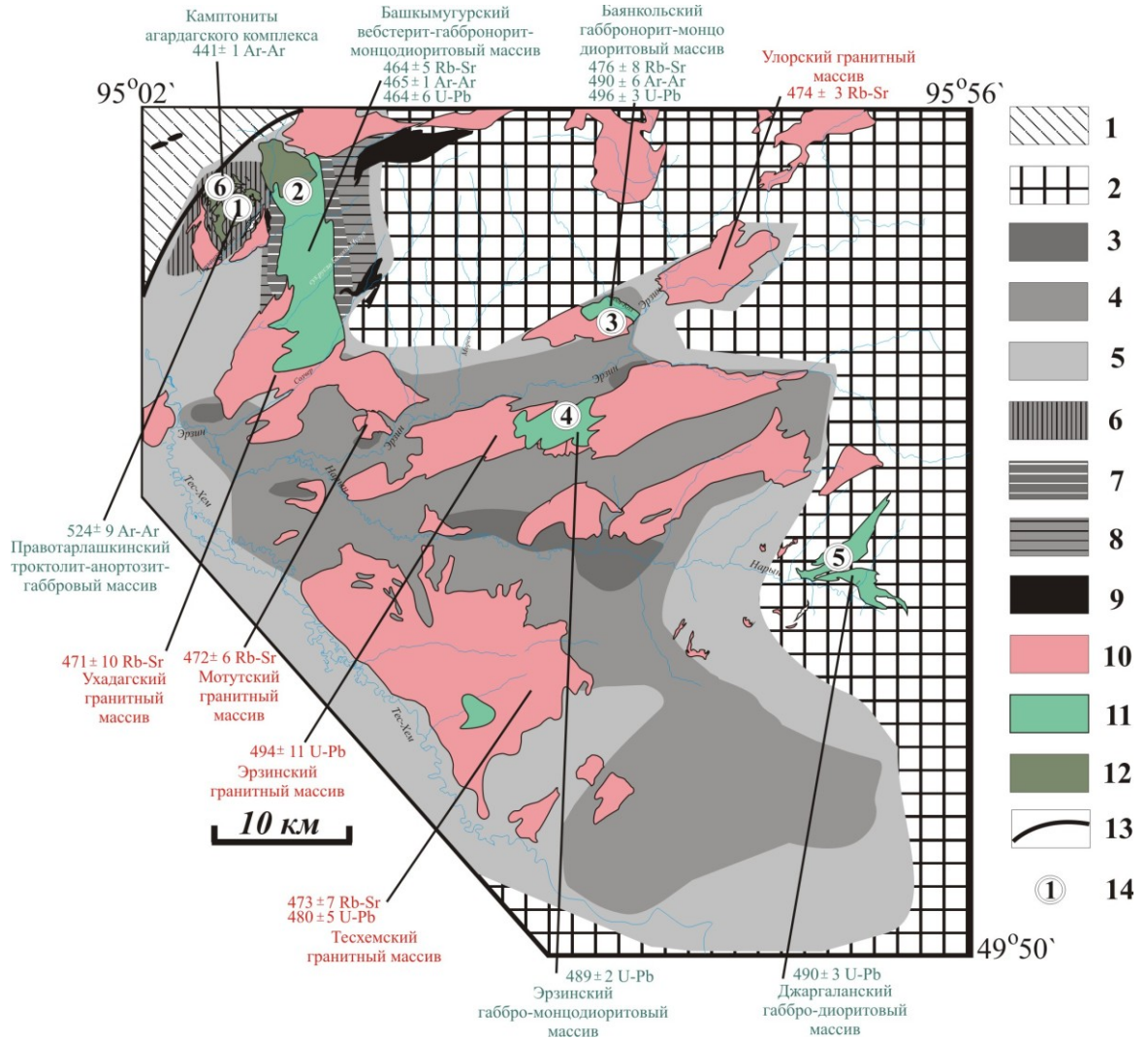


Рис. 5.1. Схема размещения основных магматических и метаморфических образований Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува). Условные обозначения: 1 - метавулканытны кускаунугского бассейна, 2 - ореол распространения барровианского (кианит-сланцевого) метаморфизма М1, перекрытый к востоку карбонатным чехлом сангиленской серии, 3 - 8 - метаморфизм НТ / LP типа: 3 -5 - метаморфические образования с возрастом 490 млн. лет: 3 - гиперстеновая зона, 4 - силлиманитовая зона, 5 - андалузитовая зона; 6 - двупироксеновые и силлиманит-калишпатовые роговики связанные с Правотарлашкинским массивом (524 млн. лет); 7 - 8 - метаморфические образования с возрастом 465 млн. лет: 7 - гиперстеновая зона, 8 - силлиманитовая зона; 9 - гипербазиты, 10 - граниты (не расчлененные), 11 - диориты и монцодиориты, 12 - дифференцированные габброиды, 13 - разлом, 14 - интрузивы: 1 - Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый, 2 - Башкымугурский вебстерит-габбронорит-монцодиоритовый, 3 - Баянкольский габбро-монцодиоритовый, 4 - Эрзинский габбро-монцодиоритовый, 5 - Джаргалантский габбро-диоритовый, 6 - дайки камптонитов Агардагского комплекса.

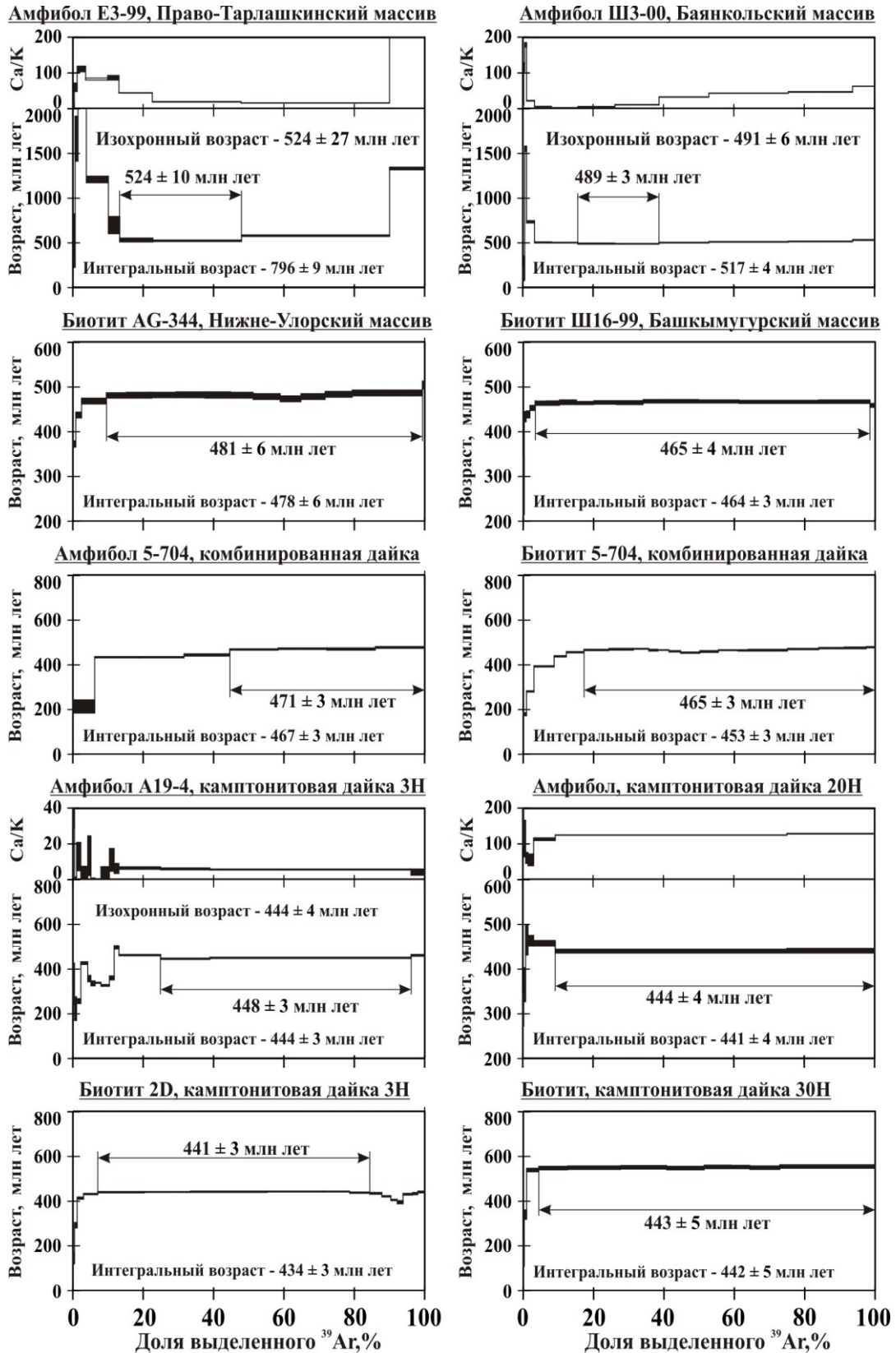


Рисунок 5.2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования магматических пород нагорья Сангилен. Приведены возрастнe и Са/К спектры для амфиболов, возрастнe спектры – для слюд.

Начавшееся общее растяжение со сбросом давления обеспечило условия для широкого развития в верхней коре «рассеянной» трещинной тектоники, повсеместного образования и перемещения внутрикоровых кислых расплавов – мезоабиссальные гранитоиды тесхемского субщелочного граносиенит-гранит-лейкогранитного комплекса (485 ± 15 млн лет, амфибол, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; 480 ± 5 млн лет, циркон, U/Pb; 473 ± 7 млн лет, вал, Rb/Sr), синкинематические жилы, дайки и пластообразные залежи чжаргалантского гранит-лейкогранитного комплекса (489 ± 3 млн лет, циркон, U/Pb) [Изох и др., 2001; Козаков и др., 2001; Петрова, Костицын, 1997].

Тектонические этапы Dn+5, Dn+6 (480-460 млн лет). Этапы отражают трансформно-сдвиговое растяжение [Владимиров и др., 2005]. Первоначально (этап Dn+5) это растяжение реализовывалось в пределах сдвиговых зон с внедрением в локальные области раздвига коровых выплавов известково-щелочных и (или) субщелочных гранит-лейкогранитов Нижнеулорского адамелит-гранитного, Байдагского меланоганит-гранит-лейкогранитного массивов (**рис. 5.1**).

По биотиту из лейкогранита Нижнеулорского массива проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование методом ступенчатого прогрева (**рис. 5.2, таб. 5.1**, Приложение). Значение возраста плато (481 ± 6 млн лет, биотит) согласуется с результатами Rb/Sr датирования (474 ± 3 млн лет, вал), а также с Rb/Sr датировкой Байдагского массива (473 ± 7 млн лет, вал) [Изох и др., 2001; Петрова, Костицын, 1997]. В дальнейшем в режим растяжения был вовлечен весь ороген (этап Dn+6). Формирующаяся новая система сопряженных сдвиговых зон (субмеридиональные второго и субширотные третьего порядка) контролировала внедрение значительных объемов расплавов кислого и основного составов. Наиболее ярким примером этих событий является становление Башкымугурского массива габбро-монцодиоритов (**рис. 5.1**). Полученная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом датировка по биотиту из кварцевого монцодиорита (**рис. 5.2, таб. 5.1**, Приложение) согласуется с результатами U/Pb (464.6 ± 5.7 млн лет, циркон), Rb/Sr (464 ± 5 млн лет, вал) датирования [Изох и др., 2001; Козаков и др., 1999; Петрова, Костицын, 1997]. Внедрение базитовых расплавов привело к регионально-контактовому прогреву гранат-биотитовых гнейсов Мугуро-Чинчилигского блока (**рис. 5.1**, 464 ± 4 млн лет, биотит, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) и гранат-биотит-

кордиеритовых гнейсов Эрзинской сдвиговой зоны (468 ± 6 млн лет, вал, Rb/Sr) [Петрова, Костицын, 1997]. Петрологическим индикатором этой стадии являются многочисленные комбинированные базит-гранитные дайки и минглинг-дайки, указывающие на синхронное вскрытие разноглубинных магматических камер в нижней и средней коре. По амфиболу из базитовой части дайки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом получен возраст плато 471.2 ± 4.5 млн лет (**рис. 5.2, таб. 5.1**, Приложение). В спектре биотита из лейкократовой части дайки выделяется плато с согласующимся возрастом 465 ± 3 млн лет. Эти датировки согласуются с результатами Rb/Sr датирования (467 ± 21 млн лет, вал) [Владимиров и др., 2005; Петрова, Костицын, 1997].

Вскрытие и последующая консолидация мантийно-коровых очагов базитовых расплавов привели к исчезновению термального «пятна» под орогеном [Владимиров и др., 2005]. Как следствие, метаморфизм этапов Dn+5/ Dn+6 отвечал нисходящей ветви (от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации, M_{3a}).

В то же время в непосредственном обрамлении Башкымугурского массива габбро-монцодиоритов проявился высокоградиентный контактовый метаморфизм HT/LP-типа (M_{3b}) [Каргополов, 1997; Изох и др., 2001] (**рис. 5.1**).

Тектонический этап Dn+7 (460-430 млн лет). На завершающем этапе трансформно-сдвиговое растяжение обеспечило максимальное утонение остывавшей континентальной литосферы, что сопровождалось трещинной тектоникой, внедрением даек камптонитов и мончикитов агардагского щелочно-базальтоидного комплекса и локальным регрессивным метаморфизмом пород до уровня зеленосланцевой фации. На основании совпадения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок по амфиболу и биотиту (**рис. 5.2**) из различных даек (дайка 3Н: амфибол - 448 ± 4 млн лет, биотит - 441 ± 3 млн лет; дайка 20Н: амфибол - 444 ± 4 млн лет; дайка 30Н: 443 ± 5 млн лет), а также U/Pb датировки по циркону (444 ± 7 млн лет) возраст внедрения даек составляет 443 ± 1 млн лет [Изох и др., 2001; Гибшер и др., 2012].

Термическая история мугурского зонального комплекса нагорья Сангилен

Помимо возрастов формирования магматических, метаморфических пород с помощью изотопных датировок могут быть получены оценки динамических

характеристик тектонических, метаморфических процессов, необходимые для построения корректных моделей развития аккреционно-коллизонных структур.

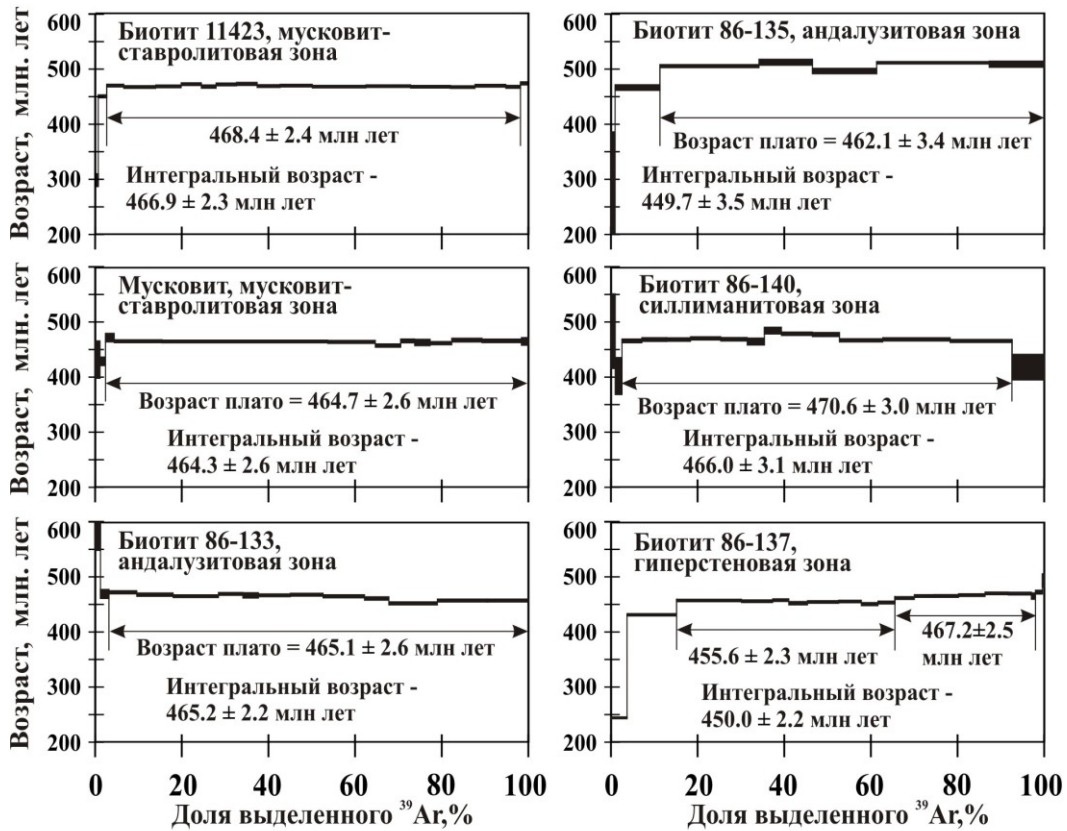
Нами проведен анализ термической истории метаморфических пород мугурского зонального комплекса Сангилены, характеризующихся событиями М1 и М2 [Каргополов, 1991, 1997]. Как отмечалось выше, для метаморфизма М2 намечаются три разновозрастных этапа, связанных с внедрением многофазных базитовых интрузивов – Правотарлашкинского, Баянкольского, Башкымугурского. Метаморфическая зональность, связанная с этими массивами, является частью крупной термальной структуры М2. По набору минеральных парагенезисов, составу минералов в низковариантных ассоциациях, специфике реакционных структур и текстур и расчетным значениям РТ- параметров зональный метаморфизм М2 в пределах Западного Сангилены, в целом, единообразен.

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований была отобрана серия образцов от кристаллических сланцев М1, до диатектитов М2, представляющая практически все метаморфические зоны. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре практически всех образцов выделяется возрастное плато. В спектрах слюд (**рис. 5.3, таб. 5.2, Приложение**) ему соответствует большая часть выделенного ^{39}Ar . В спектрах амфиболов (**рис. 5.4, таб. 5.3, Приложение**) плато наблюдается в высокотемпературной части спектра, а низкотемпературные ступени характеризуются относительно пониженными значениями возраста.

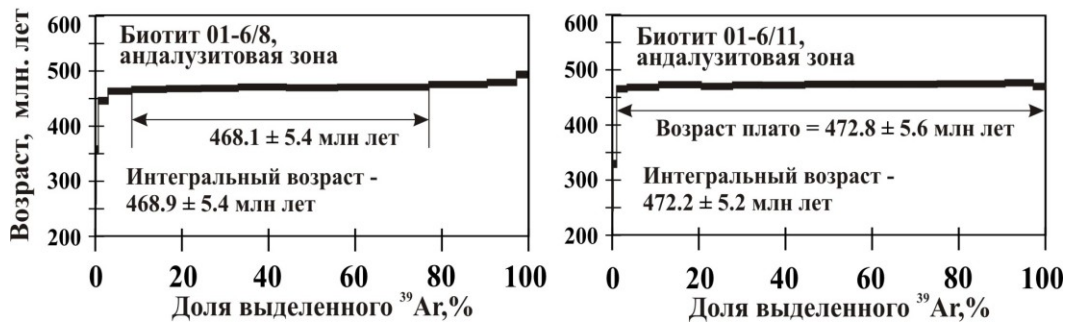
Отметим, что выделенный из образцов амфибол отвечает раннему этапу метаморфизма (М1) с минимально возможным воздействием М2. В связи с маленькой навеской аргон из роговой обманки 86-15-Т был экстрагирован полным плавлением.

На **рис. 5.5** и в **таб. 5.4** приведена сводка датировок по слюдам и амфиболам. Вне зависимости от степени наложенного высокоградиентного метаморфизма, датировки амфиболов значительно древнее возраста слюд и согласуются между собой в пределах ошибки. Учитывая, что температура закрытия изотопной системы амфибола (порядка 550°C , [Hodges, 2003]) соответствует нижним значениям температуры регионального метаморфизма М1, можно предположить, что полученные значения возраста соответствуют времени его завершения – 510 ± 5 млн лет назад.

Тарлашкинхемский участок M1;M2 → M2



Контактный ореол Байн-кольского массива M1;M2



Верховье р. Морен M1

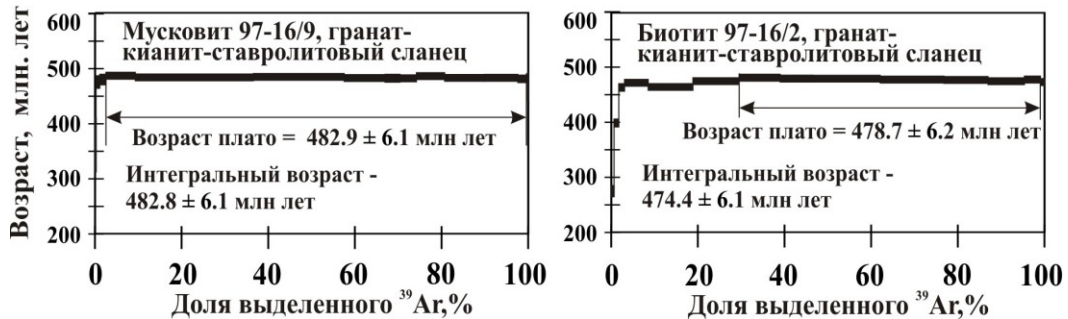


Рис. 5.3. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры слюд метаморфических пород мугурского зонального комплекса нагорья Сангилен (Республика Тыва).

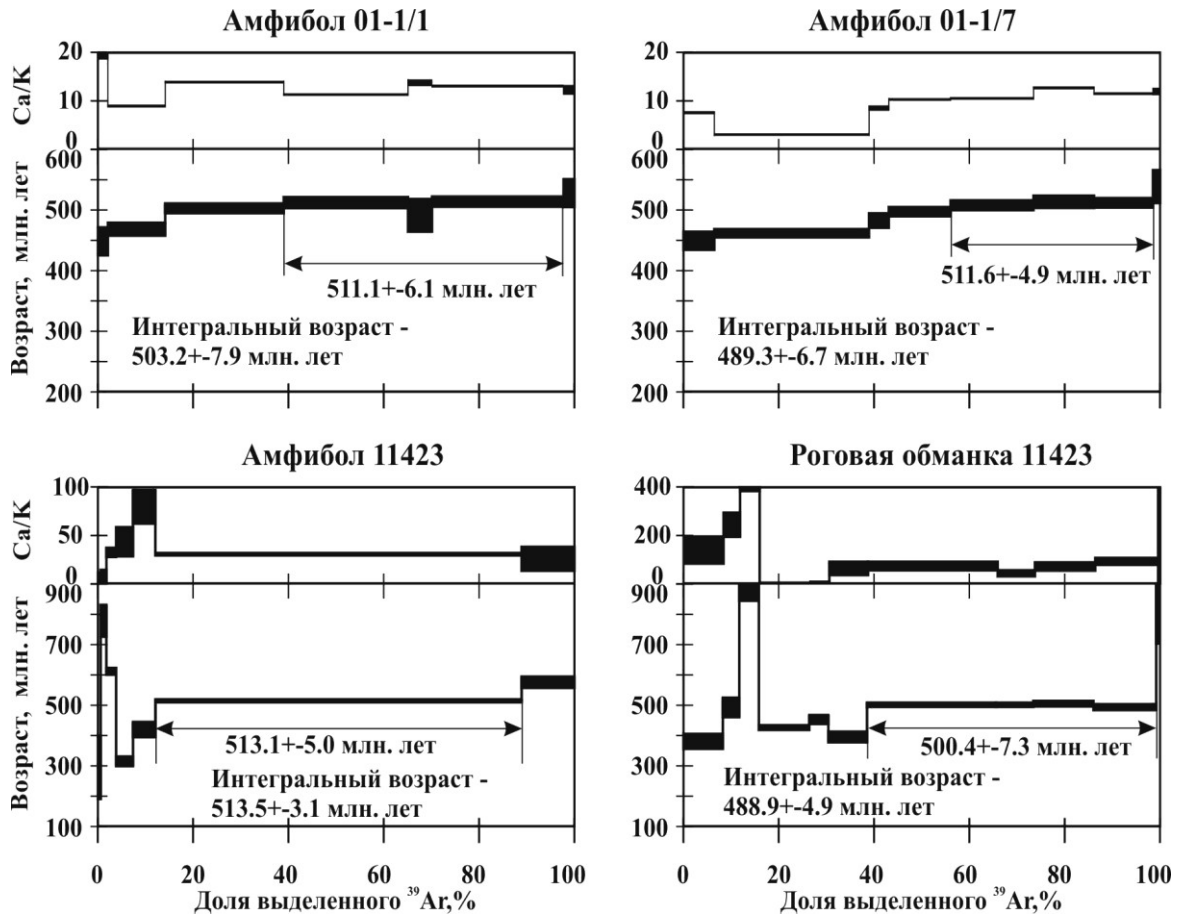


Рис. 5.4. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Ca/K спектры амфиболов метаморфических пород мугурского зонального комплекса нагорья Сангилен (Республика Тыва).

Значения возраста слюд из участков, характеризующихся интенсивным проявлением высокоградиентного метаморфизма, находятся в узком диапазоне – 473-462 млн лет.

Для слюд Тарлашкинхемского участка нами ранее был сделан вывод о том, что их образование, или «обнуление» изотопной системы произошло синхронно с формированием Башкымугурского массива [Травин и др., 2002].

Датировки биотитов из зоны контактового ореола Баянкольского массива моложе возраста массива примерно на 20 млн лет (рис. 5.5). Датировки слюд моренского участка (M1) моложе возраста, зафиксированного по амфиболом, на 30 млн лет. Можно предположить, что к омоложению изотопных систем слюд мог привести прогрев, фиксируемый по слабым структурам статической рекристаллизации («отжиг») кварца и биотита, без заметного растворения/роста других фаз.

На основе сохранности изотопных систем амфиболов Тарлашкинхемского участка могут быть получены количественные оценки интенсивности высокоградиентного метаморфизма. Численное моделирование поведения K/Ar системы амфиболов, базирующееся на механизме объемной диффузии, проведено нами с использованием программного алгоритма Diffarg [Wheeler, 1996].

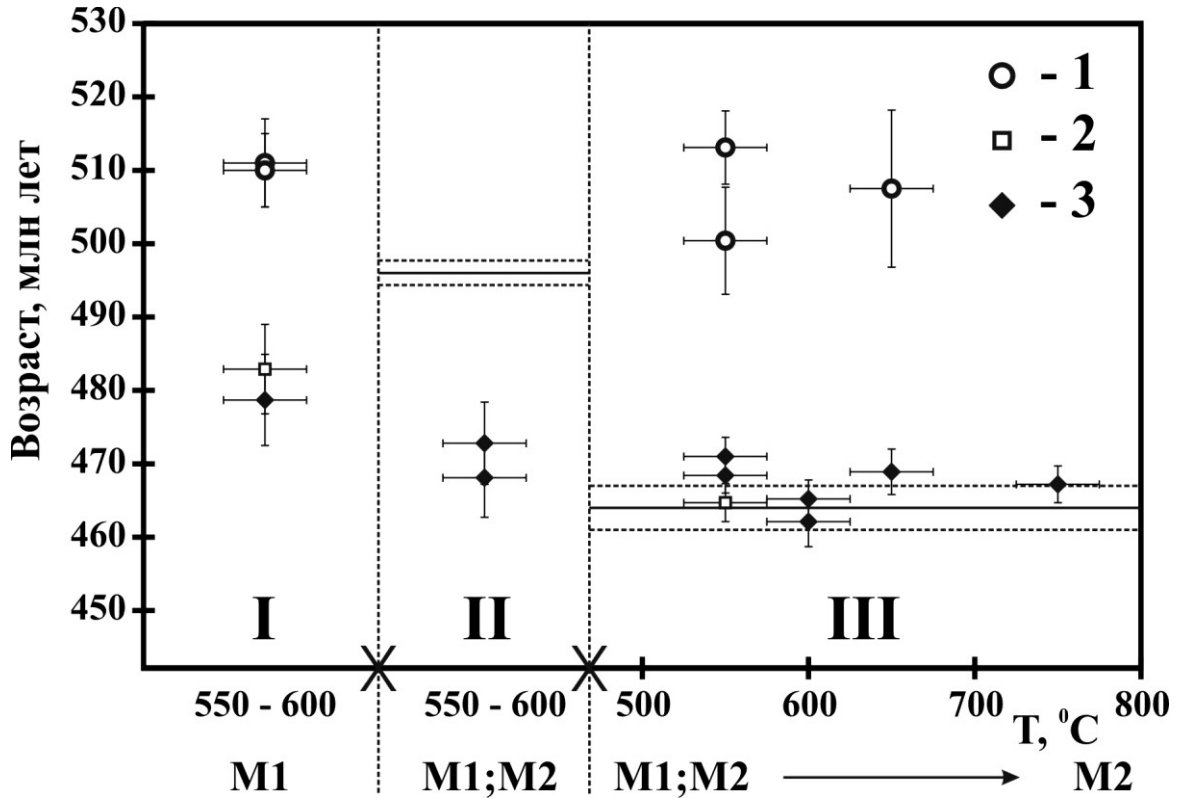


Рис. 5.5. Сводка $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок амфиболов (1), мусковитов (2), биотитов (3): I – верховье р. Морен, по петрографическим данным метаморфизм M2 не фиксируется; II – ореол Баянкольского массива; III – ореол Башкымугурского массива, Тарлашкинхемский участок. Для сравнения на диаграмме показаны значения U/Pb возраста Баянкольского и Башкымугурского массивов в интервале $\pm 1\sigma$.

Расчитывалась продолжительность изотермического прогрева, необходимая для омоложения изотопной системы амфибола на 10 млн лет. Наложенный прогрев происходит через 45 млн лет после начала отсчета времени (разница между окончанием метаморфизма M1 и началом M2 на Тарлашкинхемском участке). При расчетах использовались кинетические параметры, полученные Харрисоном в лабораторном гидротермальном эксперименте для роговой обманки [Harrison, 1981].

Таб. 5.4. Сводка результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования метаморфических пород моренского комплекса.

Номер	Участок, образец	минерал	Возраст, млн лет
	<u>Верховье р. Морен</u>		
01-1/1	гранат-кианит-ставролитовый сланец	амфибол	511.1±6.1
01-1/7	—//—	амфибол	511.6±4.9
97-16/9	—//—	мусковит	482.9±6.1
97-16/2	—//—	биотит	478.7±6.2
	<u>Зона контактового метаморфизма Баянкольского массива</u>		
01-6/8	Гранат-андалузитовый сланец	биотит	468.1±5.4
01-6/11	—//—	биотит	472.8±5.6
	<u>Тарлашкинхемский участок</u>		
11423	мусковит-ставролитовая зона	амфибол	513.1±5.0
11423	мусковит-ставролитовая зона	рог. обм.	500.4±7.3
11423	мусковит-ставролитовая зона	биотит	471.0±2.6 468.4±2.4
Б.н.	мусковит-ставролитовая зона	мусковит	464.7±2.6
86-133	андалузитовая зона	биотит	465.2±2.6
86-135	андалузитовая зона	биотит	462.1±3.4
86-140	силлиманитовая зона	биотит	468.9±3.1
86-15-Т	силлиманитовая зона	рог. обм.	507.5±10.7*
87-137	гиперстеновая зона	биотит	467.2±2.5

*В отличие от остальных образцов, для которых приведены значения, рассчитанные по методу плато, приведен интегральный возраст, соответствующий полному плавлению образца.

На основе минеральных ассоциаций, составов минералов, температура наложенного высокоградиентного метаморфизма зон Тарлашкинхемского участка, из которых были отобраны амфиболы, составляет 550°C (для мусковит-ставролитовой зоны) и выше (650°C для силлиманитовой зоны). Основываясь на результатах моделирования (**рис. 5.6**) можно сделать вывод о том, что продолжительность высокоградиентного метаморфизма для амфибола с радиусом зерна 0.22 ± 0.05 мм должна быть не более 1 млн лет.

Кроме этого, вывод о быстром остывании пород Башкымугурского массива может быть сделан на основе совпадения датировок, полученных с помощью U/P (по циркону), Rb/Sr (вал), K/Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по биотиту) изотопных систем, характеризующихся различной подвижностью дочерних изотопов. Следует заметить, что с помощью термохронологического подхода удалось ограничить продолжительность последнего этапа метаморфизма M2 в пределах, значительно меньших точности геохронологических методов.

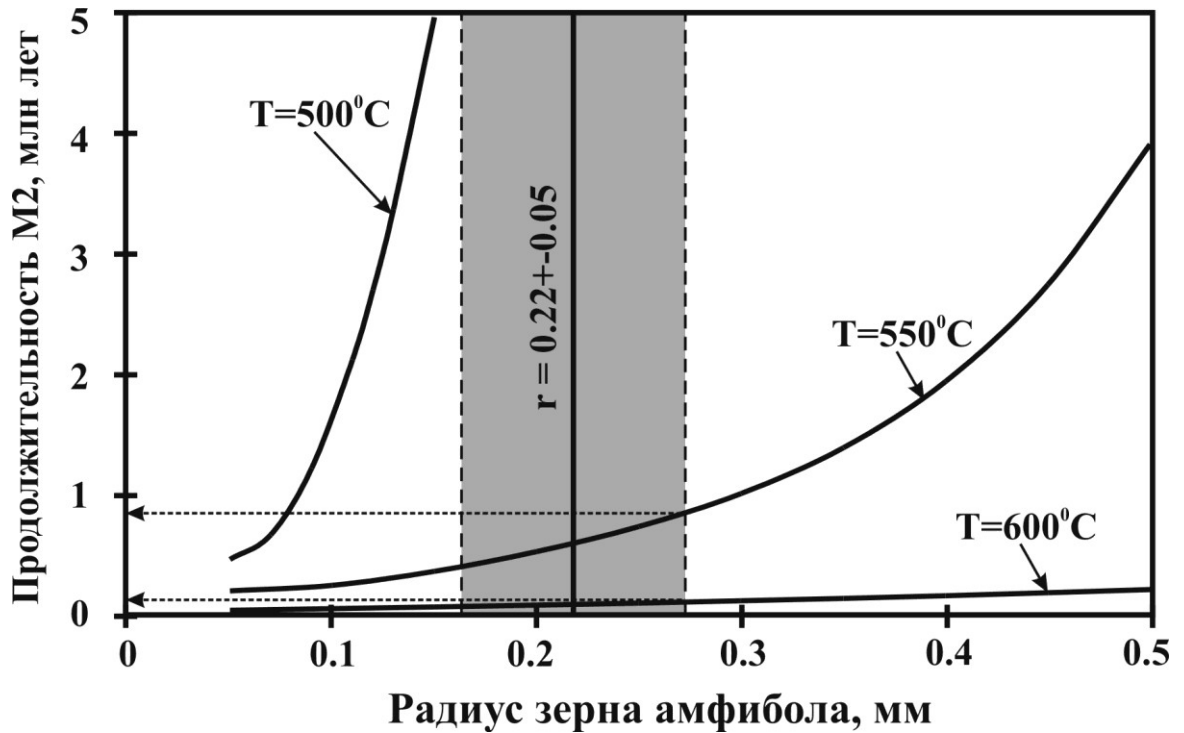


Рис. 5.6. Зависимость расчетной продолжительности термического прогрева в зависимости от размера зерна амфибола для трех значений температуры прогрева - 500°C, 550°C, 600°C. Серым прямоугольником выделена область значений радиуса, соответствующая измеренным в образцах Тарлашкинхемского участка.

**Сопоставление термических историй мугурского зонального комплекса
нагорья Сангилен и Чернорудской гранулитовой зоны**

На **рис. 5.7 а** изотопные датировки по минералам метаморфических и магматических пород Западного Сангилена рассмотрены в координатах «возраст – температура». На основе совпадения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок по амфиболу, температура закрытия изотопной системы которого соответствует нижним значениям температуры регионального метаморфизма, возраст заключительного этапа М1 установлен равным 510 ± 5 млн лет [Травин и др., 2006]. Соответственно, 510 млн лет назад породы кристаллического основания Западного Сангилена находились на глубине 25 км (**рис. 5.7 б**). Метаморфизму М2 соответствуют, как минимум, два разновозрастных этапа, связанных с внедрением многофазных базитовых интрузивов с возрастом от 524 до 464 млн лет (I и II на **рис. 5.7 а**).

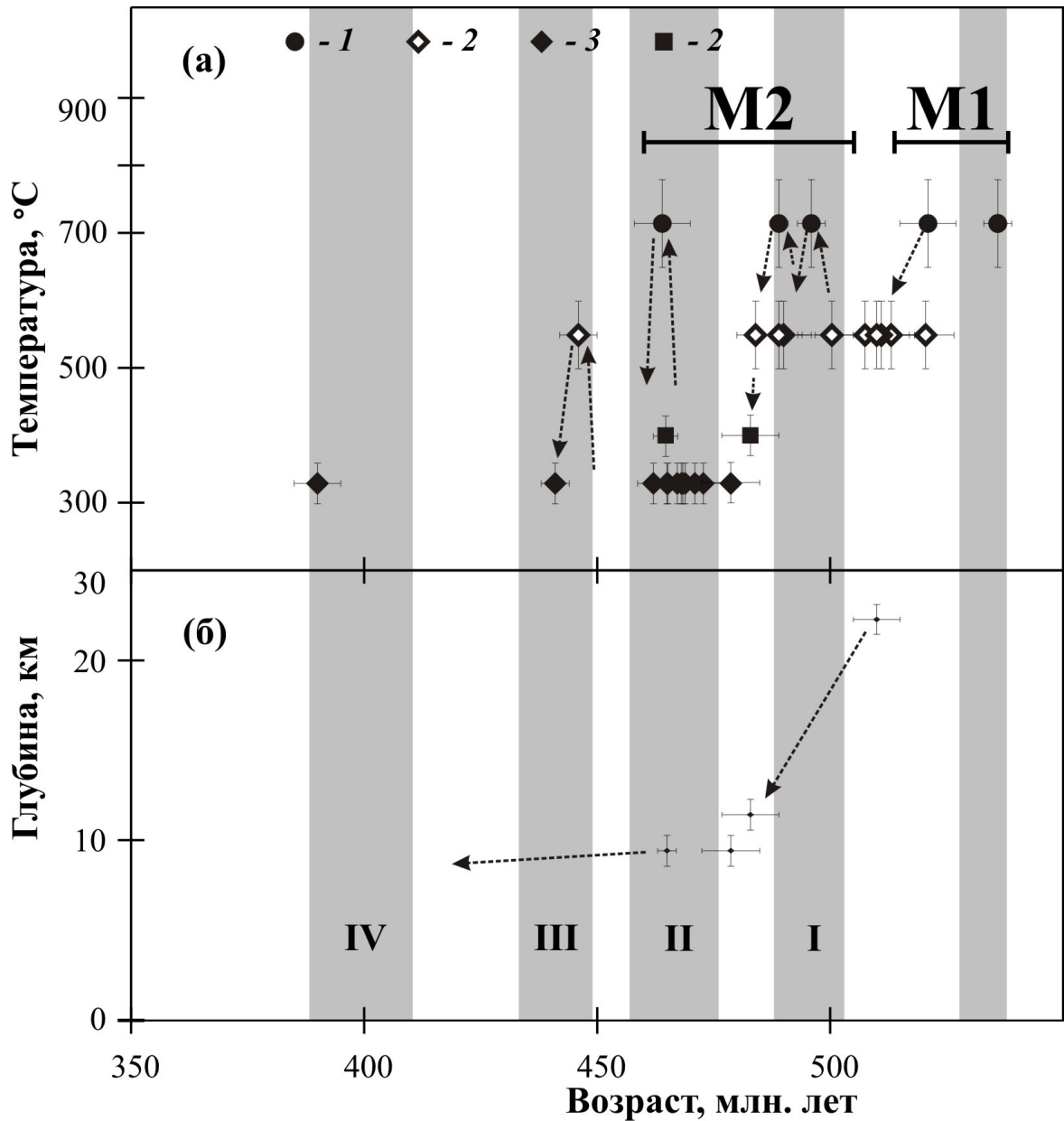


Рис. 5.7. Результаты реконструкции истории охлаждения (а) и подъема (б) пород Западного Сангилена. Серым фоном показаны этапы термически активных событий, выделенные для Чернорудской гранулитовой зоны (см. Гл. 4). Без римской цифры справа – метаморфическое событие амфиболитовой фации, предшествующее гранулитовому метаморфизму.

По слюдам, отобранным за пределами тепловых пятен, связанных с проявлением метаморфизма M2, фиксируется закрытие K/Ar изотопной системы 480 млн лет назад, что свидетельствует в пользу подъема к этому времени пород Западного Сангилена до глубин, не превышающих 9—11 км (см. **рис. 5.6 б**). Этот вывод согласуется с данными о том, что по породам верховья реки Морен,

Тарлашкинхемского участка, испытавшим последний этап НТ/LP метаморфизма М2 с возрастом 465 млн лет, фиксируется давление 2—3 кбар, что соответствует глубине порядка 9 км (рис. 5.7 б).

III этап (см. рис. 5.6 а) соответствует кратковременному прогреву, связанному с внедрением в западной части нагорья Сангилен роя даек камптонитов (агардагский щелочно-базальтоидный комплекс). Возраст их внедрения установлен на основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по амфиболу, флогопиту и U/Pb датирования по циркону равным 443 ± 2 млн лет [Изох и др., 2001; Гибшер и др., 2012].

Таким образом, сопоставляя историю активных термических событий нагорья Сангилен с этапами, выделенными для Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион), можно констатировать следующее:

а) все 4 дискретных этапа, выделенные для ранних каледонид Чернорудской зоны, соответствуют датировкам для ранних каледонид Западного Сангилен, что позволяет говорить о субсинхронности серии событий, происходивших в пределах юго-западного обрамления Сибирской платформы;

б) рассматриваемые литоны характеризуются термическими историями различного типа: если для Чернорудской зоны наблюдается последовательное охлаждение, связанное с ее подъемом к поверхности, то для Западного Сангилен после регионального метаморфизма М1 наблюдается относительно быстрый подъем с глубины 25 км до глубины не более 10 км в течение 30 млн лет. Это соответствует скорости 0.53 мм/год и свидетельствует в пользу тектонического механизма подъема. При этом породы Западного Сангилен испытали несколько наложенных импульсов высокотемпературного прогрева, синхронного с внедрением и формированием многочисленных массивов базитового и гранитного составов;

в) возраст предшествовавшего гранулитовому метаморфизму Чернорудской зоны события амфиболитовой фации (530 ± 5 млн лет, [Владимиров и др., 2011]), так же совпадает с фиксируемым для Западного Сангилен тектоническим этапом (570—535 млн лет), который предшествовал кульминации коллизионных событий, отвечающим субдукционно-аккреционной обстановке [Владимиров и др., 2005].

5.2 Слюдянский кристаллический комплекс (Южное Прибайкалье)

Составной частью южного складчатого обрамления Сибирской платформы является слюдянский кристаллический комплекс (см. **рис. 4.1**), к которому приурочены флогопитовые и лазуритовые месторождения Южного Прибайкалья [Иваненко и др., 1990; Котов и др., 1997; Salnikova et al., 1998; Резницкий и др., 2000]. Подавляющая часть K/Ar датировок по минералам из кристаллосланцев, гнейсов, гранит-пегматитов, а также по флогопитам Слюдянского месторождения (см., например, обзоры в [Иваненко и др., 1990; Котов и др., 1997]) находятся в диапазоне 400 - 500 млн лет. На диаграмме зависимости температур закрытия изотопных систем от возраста (**рис. 5.8а**) рассмотрены результаты, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева по флогопитам Слюдянского месторождения [Иваненко и др., 1990] и U/Pb датированием по цирконам из гранитоидных комплексов Южного Прибайкалья [Котов и др., 1997; Salnikova et al., 1998; Резницкий и др., 2000]. Установлено, что возраст месторождения ограничен U/Pb датировками жильных тел дорудных аляскитовых гранит-пегматитов (477 ± 5 млн лет) и пострудных редкоземельных пегматитов (447 ± 2 млн лет). Скорее всего, основываясь на значениях в средней части $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектра флогопита № 13/70 (среднее по 4 ступеням — 477 ± 4 млн лет) [Иваненко и др., 1990], он совпадает с возрастом аляскитовых гранит-пегматитов. Возраст гранулитового метаморфизма, определенный U/Pb методом по циркону из синметаморфических гиперстеновых и двупироксеновых тоналитов и плагиогранитов, является близким или несколько моложе [Котов и др., 1997; Salnikova et al., 1998], чем в Чернорудской зоне (**рис. 5.8а**). Условия кульминационной стадии гранулитового метаморфизма соответствовали $T = 800\text{-}830^\circ\text{C}$ и $P = 7\text{-}9$ кбар [Резницкий и др., 2000], что соответствует глубине 26 ± 3 км (**рис. 5.7б**). На основании фиксируемого по флогопиту № 13/70 возраста температура рассматриваемых пород проходила в процессе охлаждения значение 400°C [Hodges, 2004], что при термическом градиенте $35^\circ\text{C}/\text{км}$ соответствует глубине 11 км (**рис. 5.8б**). В этом случае вполне достоверной может быть принята модель, согласно которой породы слюдянского кристаллического комплекса после гранулитового метаморфизма с возрастом 488 млн лет в течение 10 млн лет испытали быстрый подъем с глубины 24 ± 3 км до

глубины не более 10 км. Это соответствует скорости 1.5 мм/год и свидетельствует в пользу тектонического механизма подъема.

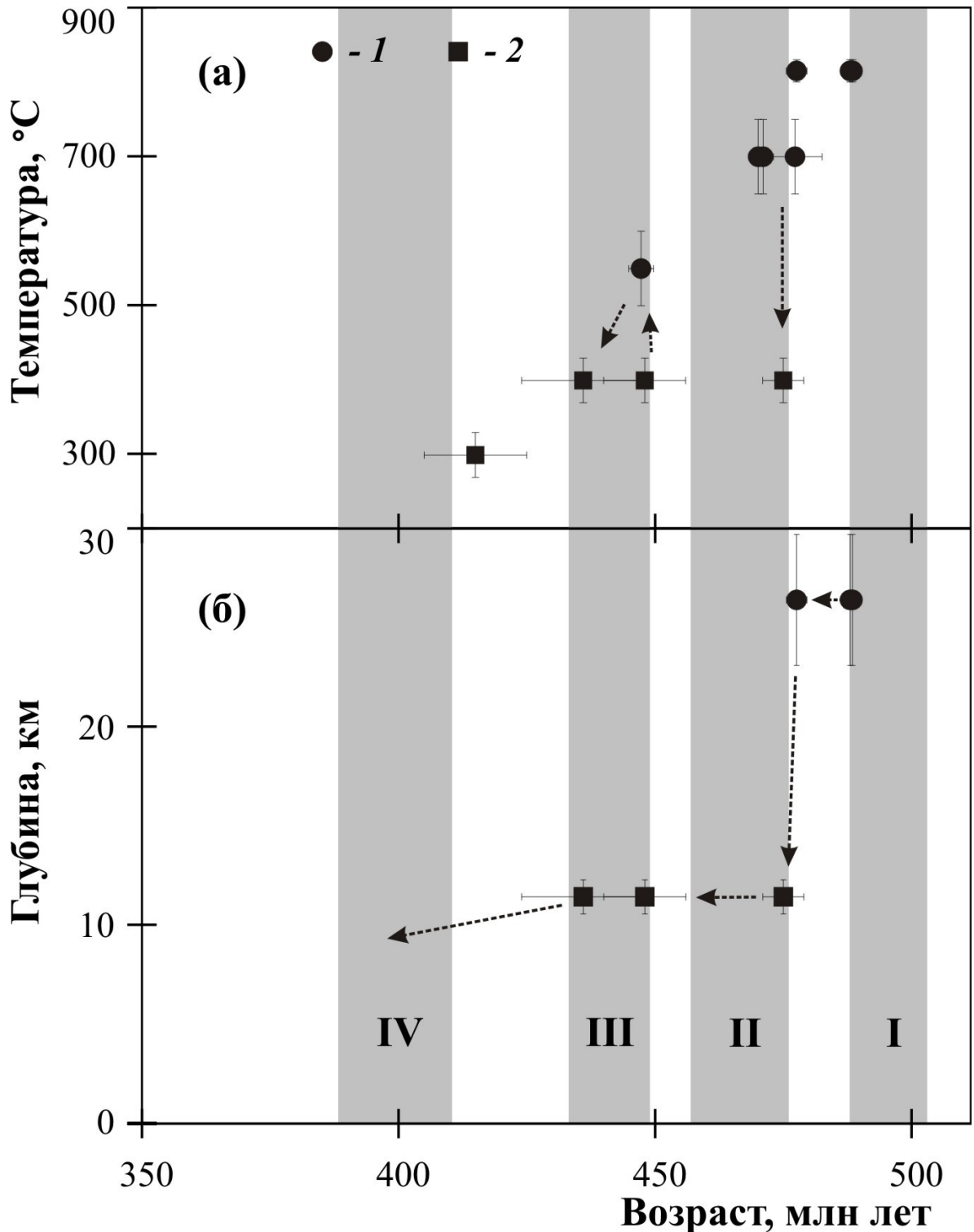


Рис. 5.8. Реконструкция истории охладений (а) и подъема (б) пород Слюдянского кристаллического комплекса. Условные обозначения: 1 – U/Pb датировки по цирконам [Котов и др., 1997; Salnikova et al., 1998; Резницкий и др., 2000]; 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по флогопитам [Иваненко и др., 1990]. Серым фоном показаны

этапы термически активных событий, выделенный для пород Чернорудской гранулитовой зоны.

По циркону из редкоземельных пегматитов Слюдянского месторождения U/Pb методом [Резницкий и др., 2000] и по значениям возраста в $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектрах рудных флогопитов № 88/71 и № 3/70 [Иваненко и др., 1990] фиксируется проявление метаморфизма эпидот-амфиболитовой — амфиболитовой фации, синхронного с третьим этапом тектоно-термальной активизации в пределах Приольхонья (рис. 5.8а). По значениям возраста в низкотемпературной части $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектра рудного флогопита 3/70 [Иваненко и др., 1990] фиксируется позднее низкотемпературное событие с возрастом, близким к возрасту последнего этапа, проявившегося в Чернорудской зоне.

Можно заметить, что Слюдянский кристаллический комплекс характеризуется термической историей, отличающейся от таковой Чернорудской зоны Приольхонья быстрым подъемом его пород на малые глубины и проявлением в последующем наложенных термических импульсов, синхронных с внедрением многочисленных жильных тел и небольших гранитных массивов.

5.3. Дербинский микроконтинент (Восточный Саян)

Дербинский террейн (Восточный Саян). Раннекаледонский этап аккреционно-коллизионных событий фиксируется также и в Дербинском террейне (рис. 4.1, 5.9), в составе которого участвуют метатерригенные, метакarbonатно-терригенные и метакarbonатные отложения [Дмитриева и др., 2006]. Дербинский микроконтинент, образованный мощным метатерригенно-карбонатным комплексом, - один из наиболее крупных структурных элементов неопротерозойского аккреционно-коллизионного пояса в юго-западном и южном обрамлении Сибирского кратона. В модели Н.А. Берзина, Н.Л. Добрецова Дербинский блок наряду с Сангиленским рассматривается в качестве микроконтинента, отделившегося в рифее от Сибирского кратона [Берзин и др., 1994], или Родинии [Схемы ..., 2002]. По косвенным признакам предполагается, что нескрытое кристаллическое основание этого микроконтинента отличается от архей-раннепротерозойского фундамента Сибирского кратона. Допускается возможность формирования терригенно-карбонатных отложений на утоненной континентальной или субокеанической коре,

включавшей протерозойские метаосадочно-вулканогенные комплексы [Berzin, Dobretsov, 1994; Berzin, 2004].

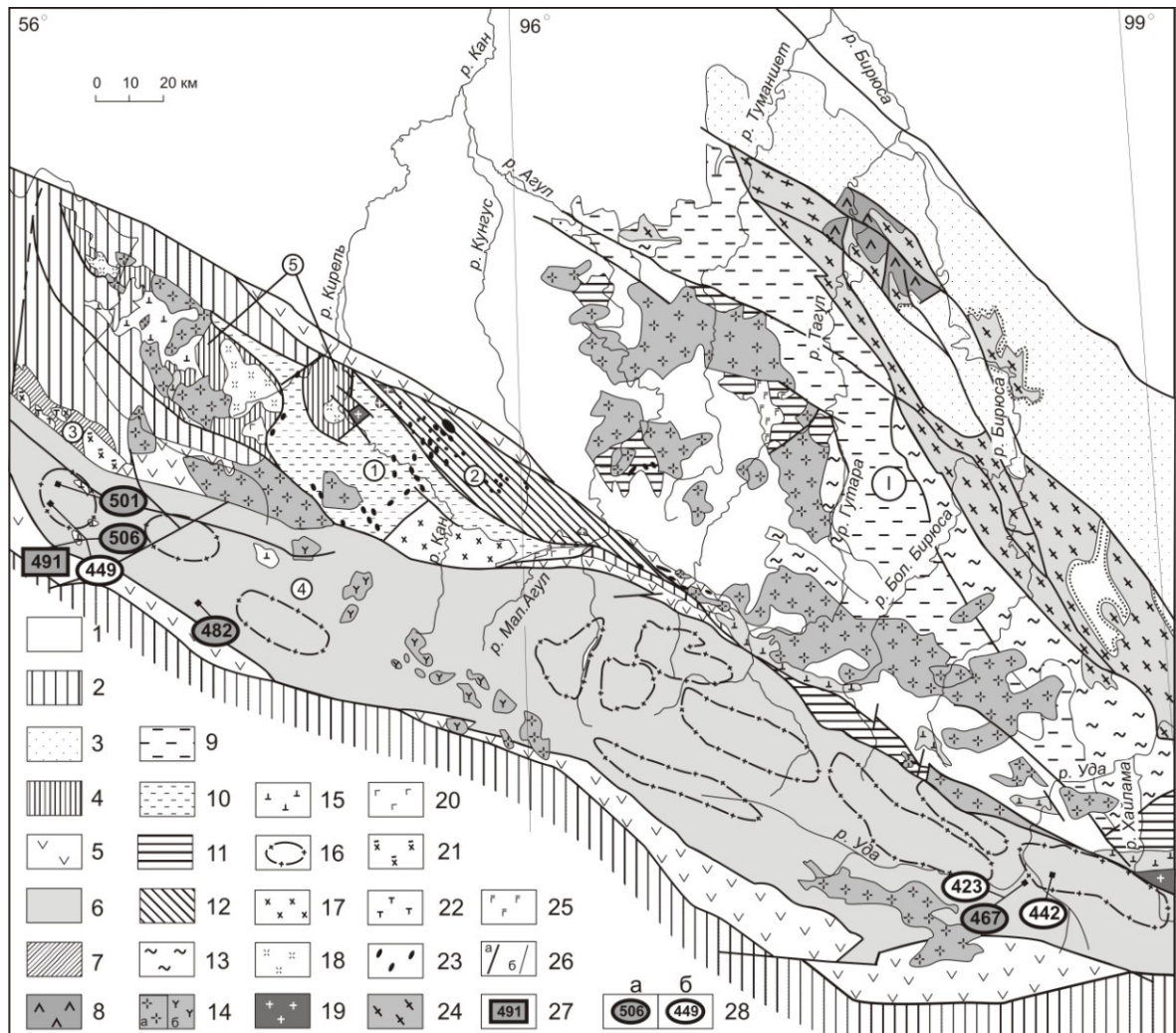


Рис. 5.9. Схема геологического строения северо-западной части Восточного Саяна [Туркина и др., 2007]. 1 — фанерозойский чехол Сибирской платформы; 2 — палеозойские комплексы ЦАСП; 3-12 — стратифицированные комплексы докембрия: 3-6 — непротерозойские: 3 — осадочные (оселочная, карагасская серии), 4 — метавулканогенные (Шумихинско-Кирельский террейн), 5 — метавулканогенно-осадочные (кувайская серия, другие свиты), 6 — метатерригенно-карбонатные (саянская серия, Дербинский террейн); 7 — мезопротерозойские метаосадочно-вулканогенные (Арзыбейский террейн); 8-11 — палеопротерозойские: 8 — метатерригенно-вулканогенные (сублукская серия), 9 — метакарбонатно-терригенные (неройская серия), 10, 11 — метаосадочно-вулканогенные: 10 — Центрального террейна Канского блока и 11 — выступов фундамента в Агульском прогибе; 12 — палеомезопротерозойские метаосадочно-вулканогенные Идарского террейна Канского блока; 13 — архейские гранулитогнейсовые (хайламинская серия). *Интрузивные комплексы:* 14-16 — раннепалеозойские: 14 — гранитный (а) и сиенитовый (б), 15 — габбровый, 16 — ареалы распространения жильных тел и мелких массивов гранитоидов дербинского комплекса; 17 — вендский

трондземитовый; 18-20 — неопротерозойские: 18 — тоналит-трондземитовый, 19 — гранитный, 20 — метагаббровый; 21, 22 — мезопротерозойские: 21 — тоналитовый, 22 — метагаббровый; 23 — палеомезопротерозойские(?) ультрабазитовый и ультрабазит-базитовый; 24, 25 — палеопротерозойские: 24 — гранитоидные, 25 — метаанортозит-габбровый; 26 — геологические границы: а — разломы, б — прочие границы. 27-28 — точки отбора проб и значения возраста (млн лет): 27 — U/Pb (по циркону), 28 U/Pb (по циркону) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (по амфиболу (а)) и по биотиту (б)). Цифры в кружках: 1 — Бирюсинский блок; террейны: 1 — Центральный, 2 — Идарский, 3 — Арзыбейский, 4 — Дербинский, 5 — Шумихинско-Кирельский.

Отсутствие современных прецизионных изотопно-геохронологических данных о возрасте метатерригенно-карбонатных толщ, времени проявления метаморфизма и коллизионного гранитоидного магматизма для Дербинского микроконтинента приводит к различной трактовке геодинамической истории региона. Ранее наиболее приемлемой считалась точка зрения о нижнее-среднепротерозойском [Хильтова, 1964], а в последнее время – рифейском возрасте толщ [Схемы ..., 2002]. Возраст весьма специфичных гранитоидов, преимущественно жильного типа, выделяемых в дербинский комплекс, оценивался с большой ошибкой U-Th-Pb – методом по ортиту около 650 млн лет [Волобуев и др., 1976], а Pb-Pb методом по циркону - в интервале от 930 до 360 млн лет, с максимумом 460-360 млн лет [Брынцев и др., 1989]. Дербинский микроконтинент располагается в центральной части Восточного Саяна и протягивается в северо-западном направлении на расстояние около 500 км от верховьев р. Ия до р. Енисей. Метатерригенно-карбонатные толщи имеют северо-западное или субширотное простирание, собраны в линейные крутые складки, обычно опрокинутые на С-СВ под углами 50-80°. На севере они ограничены зоной Главного разлома Восточного Саяна, а на юге – дизъюнктивами надвигового типа с падением на Ю-ЮВ. На северо-западе рассматриваемой структуры, в пределах Манского белогорья, выделяются существенно гнейсово-сланцевый и кварцито-мраморный типы разрезов, соответствующие алыгджерской и дербинской свитам саянской серии позднего докембрия (**рис. 5.9**) [Ножкин и др., 2005; Туркина и др., 2007]. Алыгджерская свита представлена ритмичным чередованием сланцев и гнейсов биотит-амфиболовых, биотитовых, пироксен-амфиболовых и биотит-амфибол-кальцитовых, слюдистых и амфиболовых мраморов (кальцифиров), слюдистых и графитистых кварцитов. Дербинская свита сложена доминирующими белыми графит-содержащими мраморами, включающими прослойки сланцев и

кварцитов. Метаморфизм толщ отвечает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, степень его повышается в юго-западном направлении [Хильтова, 1964].

В пределах Дербинского микроконтинента широко распространены гранитоиды, обладающие рядом общих геолого-структурных и петролого-геохимических свойств, позволивших отнести их к единому дербинскому комплексу. В Манском белогорье они слагают ареалы сближенных согласных, субсогласных и секущих небольших по мощности тел (от долей до первых метров) в отложениях саянской серии. Юго-восточнее (бассейны рек Агул, Гутара, Уда) гранитоиды наряду с ареалами пластовых и жильных тел, насыщающих разрез метаморфитов, образуют и отдельные массивы. Контактные изменения вмещающих пород вблизи гранитоидов отсутствуют или весьма слабо проявлены в виде маломощных зон ороговикования и скарнирования. Этот признак, а также складчатые формы пластовых тел и наличие явно секущих жил свидетельствуют о развитии здесь как синметаморфических, синскладчатых, так и постскладчатых гранитоидов.

Гранитоиды дербинского комплекса представлены амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами и тоналитами, биотитовыми плагиогранитами, микроклиновыми гранитами и лейкогранитами, а также их пегматоидными разновидностями. Они относятся к метаалюминиевому типу. Все разновидности, включая и лейкограниты, характеризуются повышенной известковистостью ($\text{CaO} > 1.5\%$). Особенности минерального состава и распределения петрогенных и редкоземельных элементов свидетельствуют о принадлежности этих пород к гранитам I-типа низко- и высококалиевого ряда. По петрохимическому [Туркина, 1997] и изотопному ($\epsilon_{\text{Nd}} = +1.4...+2.9$, $T(\text{DM}) = 930-1060$ млн лет) [Туркина и др., 2004] составу реконструируемого тоналитогнейсового источника кристаллическое основание Дербинского микроконтинента аналогично островодужным комплексам, слагающим Арзыбейский террейн.

Для изотопных исследований были отобраны пробы из жильных тел гранитоидов и вмещающих кристаллических сланцев и плагиогнейсов Дербинского микроконтинента [Ножкин и др., 2005; Туркина и др., 2007]. Кварцевые диориты (тоналиты) (проба 107-89) из жильного синскладчатого тела мощностью 1.8 м, залегающего в метакarbonатно-терригенной толще (алыгджерская свита) саянской

серии, опробованы в скальном обнажении у железнодорожной выемки по линии Абакан-Тайшет, левый борт р. Крол, в 2 км выше устья ручья Каменного. На участке выемки протяженностью в 3.5-4 км наблюдаются 8 жильных тел, представленных кварцевыми диоритами, плагиогранитами, гранитами и лейкогранитами. Наиболее свежие серые мелкозернистые амфибол-биотитовые кварцевые диориты состоят из плагиоклаза (70-75 %), биотита (10-12 %), роговой обманки (3-5 %), кварца (5-7 %), аксессуарных – апатита, сфена и циркона. U/Pb возраст, измеренный по цирконам классическим методом [Баянова, 2004], на основании трех конкордантных точек составил 498 ± 5 млн лет [Ножкин и др., 2005].

По роговой обманке и биотиту из этого же образца кварцевого диорита (проба 107-89), а также по роговой обманке из вмещающих жилы кварцевых диоритов амфиболовых кристаллосланцев (обр. 106-89) проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование методом ступенчатого прогрева. Точки отбора образцов показаны на схеме геологического строения северо-западной части Восточного Саяна (см. **рис. 5.9**).

В спектре роговой обманки П-107-89 (**рис. 5.10**, **таб. 5.5**, Приложение) после низкотемпературного плато, характеризующегося значением возраста 412.3 ± 5.5 млн лет и низкими Са/К отношениями, наблюдается лестница вверх, заканчивающаяся высокотемпературным плато с возрастом 506.4 ± 6.8 млн лет и высокими Са/К отношениями. Сложная форма спектра связана с некоторой степенью изменения роговой обманки и наличием примесных минеральных фаз. Тем не менее, значение высокотемпературного промежуточного плато согласуется с результатами U/Pb датирования.

В спектре роговой обманки из вмещающих кварцевые диориты амфиболовых кристаллосланцев (**рис. 5.10**, обр. 106-89, **таб. 5.5**, Приложение) наблюдается четкое плато с возрастом 500.8 ± 7.1 млн лет, также согласующимся с U/Pb данными.

Таким образом, комплексные геохронологические исследования гранитоидов дербинского комплекса и метаморфических пород северо-западной части Дербинского микроконтинента [Ножкин и др., 2005; Туркина и др., 2007] позволили установить, что наиболее ранний метаморфизм и внедрение синскладчатых даек кварцевых диоритов в северо-западной части Дербинского террейна произошло в позднем кембрии, 493-508 млн лет назад.

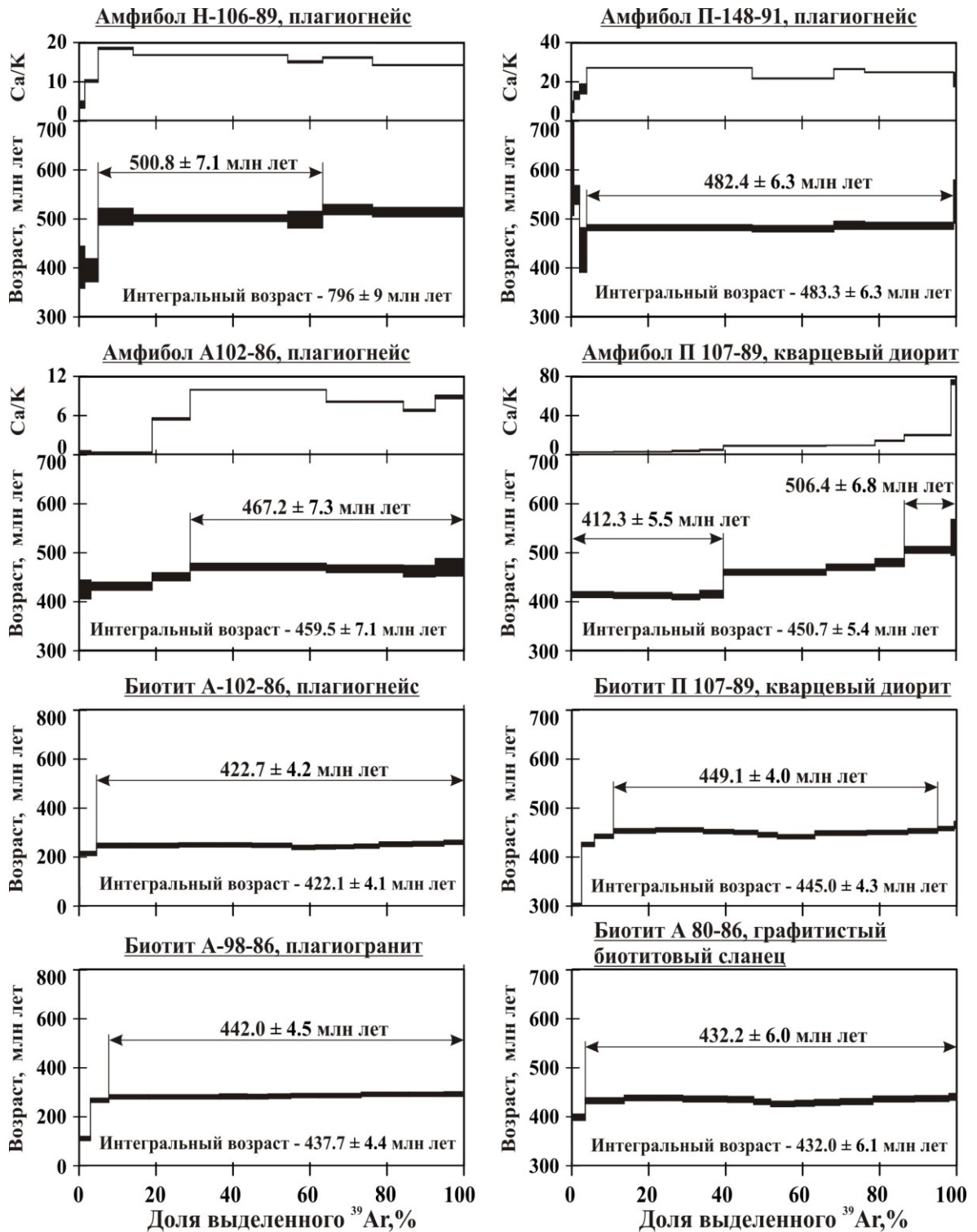


Рис. 5.10. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования магматических и метаморфических пород Дербинского террейна. Приведены возрастные и Са/К спектры для амфиболов, возрастные спектры – для слюд.

Для роговой обманки из амфиболовых плагиогнейсов (обр. П-148-91) этой же толщи в 50 км к юго-востоку (**рис. 5.9**) получен возрастной спектр с четким плато (**рис. 5.10, таб. 5.5, Приложение**), характеризующимся значением 482.4 ± 6.3 млн лет, что свидетельствует о раннеордовикском этапе термального преобразования вмещающих пород.

На юго-востоке Дербинского микроконтинента в Удинском ареале (**рис. 5.9**), где преобладают Na-K граниты, для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования отобраны роговая обманка и биотит из плагиогнейса (обр. А-102-86), биотит из графитистого биотитового сланца (обр. А-80-86) и плагиогранита (обр. А-98-86).

В спектре роговой обманки наблюдается четкое плато с возрастом 467.2 ± 7.3 млн лет, что также свидетельствует о раннеордовикском этапе термального преобразования. В спектрах биотитов всех исследованных образцов, включая кварцевый диорит П-107-89 из северо-западной части Дербинского микроконтинента, наблюдается четкое плато (**рис. 5.10, таб. 5.5, Приложение**). Значения возраста значительно моложе полученных по амфиболу и попадают в интервал 422-449 млн лет. Систематическое омоложение K/Ar изотопной системы биотитов может быть следствием термального воздействия жильных постскладчатых тел натрий-калиевых и субщелочных гранитоидов, имеющих явно более молодой возраст. С другой стороны, к ее позднему закрытию могла привести эксгумация пород Дербинского микроконтинента до уровня верхней коры.

На **рис. 5.11** изотопные датировки по минералам метаморфических и магматических пород Дербинского микроконтинента рассмотрены в координатах «возраст – температура».

Возраст наиболее раннего метаморфизма, зафиксированный по циркону из синскладчатых даек кварцевых диоритов U/Pb методом (498 ± 5 млн лет) и по роговой обманке из вмещающих кварцевые диориты амфиболовых кристаллосланцев (500.8 ± 7.1 млн лет) совпадает с возрастом гранулитового метаморфизма в Чернорудской зоне (**рис. 5.11**).

Более поздние события с возрастом 483 млн лет, 467 млн лет и 422 млн лет фиксируются $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболам и биотитам из плагиогнейсов и гранитоидов на северо-западе и юго-востоке Дербинского террейна (**рис. 5.11**).

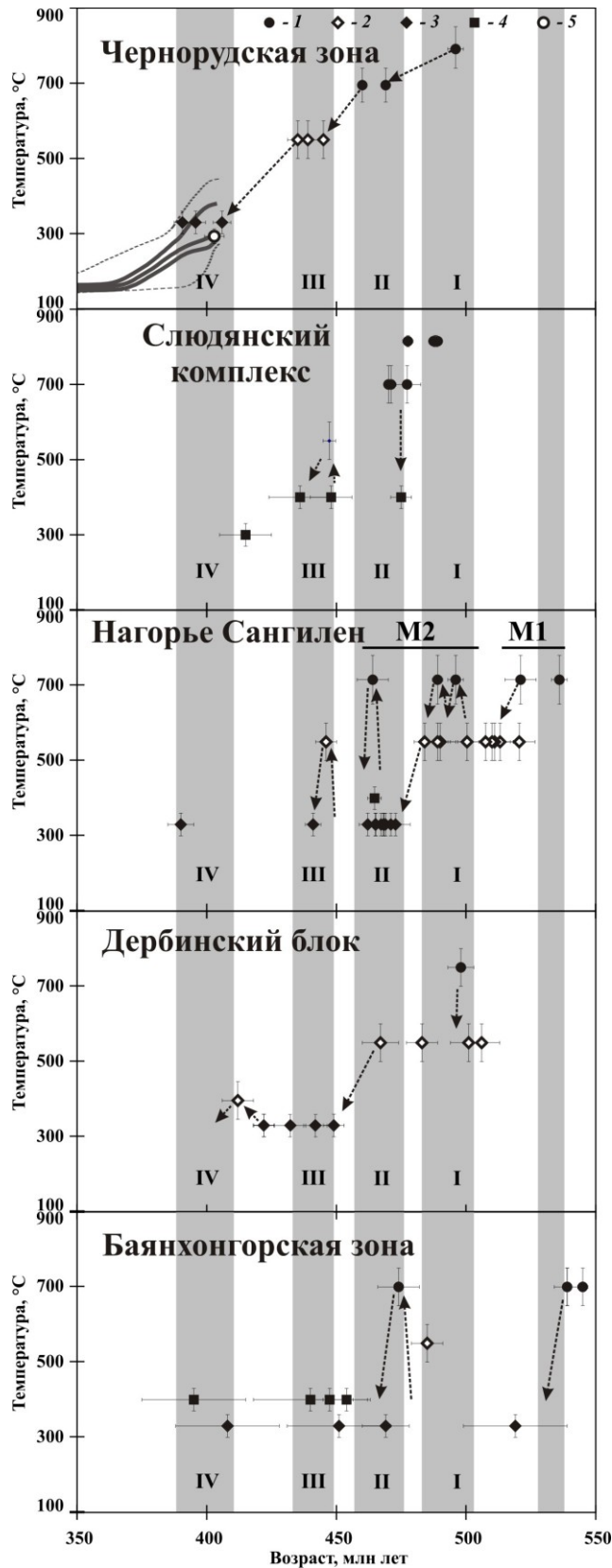


Рис. 5.11. Сопоставление истории активных термических событий для раннепалеозойских горноскладчатых сооружений Центральной Азии. Условные обозначения: 1 – U/Pb датировки по цирконам; 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по

амфиболам; 3 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (K/Ar – для Баянхонгорской зоны) датировки по биотиту; 4 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по мусковиту, флогопиту; 5 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по полевоому шпату. Серым фоном показаны этапы термически активных событий, выделенный для пород Чернорудской гранулитовой зоны.

Кроме того, в низкотемпературной части спектра роговой обманки из жильных кварцевых диоритов северо-западной части террейна, возраст которых соответствует раннему этапу метаморфизма, наблюдается плато из 4 ступеней с возрастом 412 ± 5 млн лет, что близко к возрасту самого позднего низкотемпературного события, фиксируемого для Чернорудской зоны. Таким образом, для пород Дербинского террейна фиксируются датировки, соответствующие всем четырем дискретным этапам, выделенным для Приольхонья.

5.4. Баянхонгорская офиолитовая зона (Центральная Монголия)

В пределах Центральной Монголии располагается протяженная Баянхонгорская офиолитовая зона (рис. 4.1), граничащая с юга с Байдаригским континентальным блоком, а с севера – с зоной Дзаг, состоящей из метатурбидитовых хлорит-сланцев [Buchan et al., 2001, 2002].

Для Баянхонгорской зоны получены U/Pb датировки по циркону из интрузирующих ее гранитов и риолитовых даек [Buchan et al., 2002], а также K/Ar и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по метаморфическим слюдам из разломных зон [Teraoka et al., 1996; Kurimoto et al., 1998; Takahashi et al., 1998; Delor et al., 1999; Hock et al., 1999], позволяющие оценить время обдукции Баянхонгорских офиолитов и последующих деформаций. Возраст образования офиолитов оценивается Sm/Nd методом по минералам равным 569 ± 21 млн лет [Кеpezhinskas et al., 1991].

При сопоставлении активных термических событий, фиксируемых изотопными датировками Баянхонгорской зоны с датировками по минералам метаморфических и магматических пород Чернорудской зоны в координатах «возраст – температура закрытия изотопной системы» (рис. 5.11), можно заметить, что, являясь, в основном, низкотемпературными, они коррелируются со всеми этапами, выделенными для Западного Прибайкалья, а для доколлизийной стадии сопоставимы с Юго-Восточной Тувой.

Таким образом, для пяти удаленных друг от друга раннекаледонских коллизийных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса,

характеризующихся различным уровнем глубинности, зафиксированы близкие по возрасту этапы активных термических событий, укладываемые в возрастной диапазон не менее 100 млн лет. В непосредственном обрамлении Сибирской платформы в ранних каледонидах отчетливо выделяются четыре дискретных этапа с возрастом 500-490, 470-460, 440-430, 410-400 млн лет. Наблюдаемая синхронизация метаморфических, магматических и тектонических событий является серьезным ограничением для геодинамических моделей эволюции Палеоазиатского океана. Представляется наиболее убедительным предположение о том, что рассматриваемые аккреционно-коллизионные структуры являлись частью единого, протяженного орогенного пояса раннекаледонского возраста, сформировавшегося на месте окраинноморско-островодужной системы, окаймлявшей Сибирский кратон в венде – раннем палеозое.

5.5. Обсуждение

Оценка возраста для ранних стадий закрытия отдельных участков Палеоазиатского океана может быть получена с помощью изотопного датирования метаморфических комплексов ультравысоких и высоких давлений, эклогитов и глаукофановых сланцев. Большинство глаукофансланцевых поясов ЦАСП, как и Кокчетавская СКЗ, сформировалось в интраокеанической преддуговой обстановке, где имели место тектоническая аккреция, субдукция, андерплейтинг и обдукция мафических террейнов. Сохранность HP/LT метаморфических ассоциаций означает, что часть субдуцированной коры отделилась от спускающегося слэба и была быстро возвращена к верхним уровням коры в момент коллизии. Возможным механизмом эксгумации мог быть возвратный поток в аккреционном клине [Добрецов, 2000] при коллизии симаунта с островной дугой, высвобождении больших количеств дегидратированной воды в субдуцированном серпентинитовом слэбе, способствующей эксгумации эклогитов и глаукофановых сланцев.

На **рис. 5.12** история активных термических событий ключевых каледонских коллизионных и субдукционно-коллизионных структур ЦАСП сопоставлена с датировками глаукофансланцевых комплексов [Волкова, Скляров, 2007; Волкова и др., 2011; Травин, 2016].

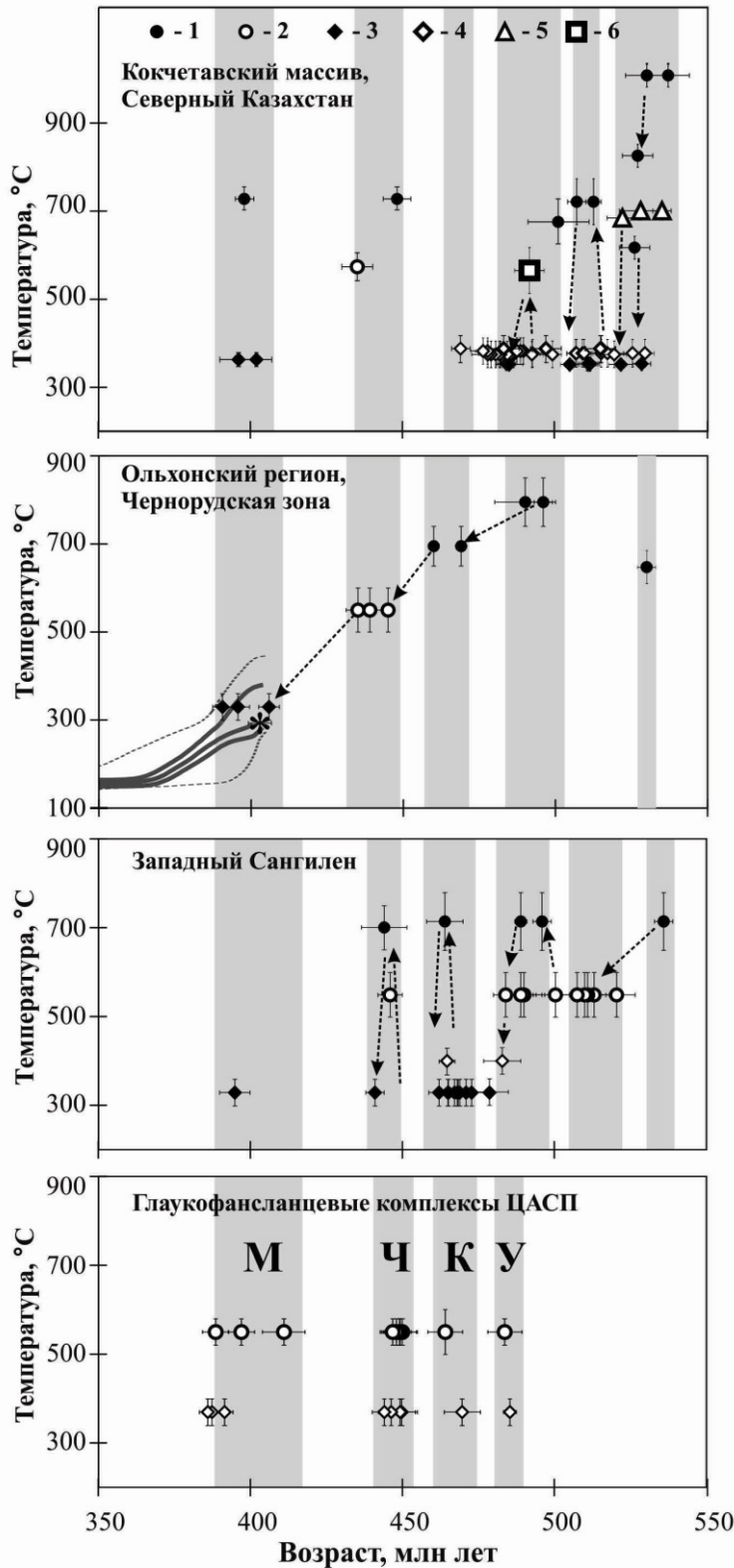


Рис. 5.12. Сопоставление истории активных термических событий для террейнов Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан), Чернорудской зоны (Ольхонский регион), Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) и данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования глаукофансланцевых комплексов ЦАСП. Большими буквами обозначены комплексы: У – Уймонский, К – Куртушибинский, Ч – Чарский, М –

Максютовский. Условные обозначения: 1 – U/Pb (циркон), 2 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (амфибол), 3 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (биотит), 4 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (мусковит), 5 – Sm/Nd (изохрона), 6 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (турмалин).

Можно заметить, что практически каждому дискретному этапу формирования этих систем отвечают датировки одного из глаукофансланцевых комплексов. Например, одному из ранних рубежей закрытия Палеоазиатского океана соответствуют датировки ультравысокобарических парагенезисов Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (537-520 млн лет). Такая синхронизация событий в пределах всей территории ЦАСП возможна только в случае одновременной активизации на фоне периодов относительного затишья магматических, метаморфических и тектонических процессов в глобальном, планетарном масштабе. В качестве причины такой синхронизации Н.Л. Добрецовым предложено проявление плюмов различного масштаба [Добрецов, 2003]. В периоды проявления суперплюмов с периодичностью 120 млн лет должна наблюдаться наибольшая синхронизация, а между ними при проявлении более мелких и локальных плюмов с периодичностью около 30 млн лет происходит локальная синхронизация тектонических процессов – перестройки островных дуг, локальные коллизийные процессы, эксгумация эклогитов и глаукофановых сланцев.

После рубежа 570 млн лет развитие Палеоазиатского океана происходило в режиме конвергенции, при этом одновременно с образованием островных дуг в пределах океана формировались комплексы пород, связанные с горячими точками мантии [Ярмолук и др., 2006; 2013; Сафонова, 2008]. По всей видимости, интенсивный импульс внутриокеанического мантийного магматизма, фиксируемый и для парагенезисов ранних этапов коллизийных систем (Ольхонский регион, Западный Сангилен, **рис. 5.12**), привел к резкому ускорению субдукционных процессов, реорганизации океанических плит. С этим событием связаны и формирование ультравысокобарических комплексов Кокчетавского массива и их быстрая эксгумация.

Аккреция новообразованных структур Палеоазиатского океана (океанических островов, островных дуг, задуговых бассейнов) и находившихся в его пределах докембрийских террейнов произошла в интервале 505-460 млн лет и завершилась формированием каледонского супертеррейна ЦАСП [Добрецов, Буслов, 2007;

Ярмолюк и др., 2013]. Эволюция от тектонической обстановки сжатия к периоду растяжения происходила в условиях проявления нескольких интенсивных импульсов внутриплитной плюмовой активности. К этому времени относится формирование крупной Алтае-Саянской изверженной провинции, включающей ареал распространения многочисленных базитовых и гранитоидных батолитов [Владимиров А.Г. и др., 2013].

С ультрабазит-базитовым магматизмом тесно связано формирование рассмотренных выше метаморфических комплексов НТ/LP типа (Ольхонский регион, Западный Сангилен). Синхронно с этими событиями проявились кратковременные импульсы интенсивных тектонических преобразований Кокчетавского метаморфического пояса, находящегося далеко за пределами ареала плюмовой активности (см. **рис. 5. 12**).

В дальнейшем интенсивность магматической активности в пределах рассмотренных аккреционно-коллизионных структур заметно уменьшилась. Этапы с возрастом 450-430, 415-390 млн лет характеризуются амагматичностью в Ольхонском регионе в условиях широкого проявления тектонических движений. По всей видимости, в это время произошло окончательное приращение каледонского супертеррейна к Сибирскому кратону за счет нескольких кратковременных импульсов деформаций с левосторонней кинематикой. Интенсивный магматизм внутриплитного типа проявился в краевой части континента в пределах Алтае-Саянской области, сформировалась тройная система грабенов. В это же время в пределах Палеоазиатского океана проявился мантийный внутриплитный магматизм [Ярмолюк и др., 2006; 2007]. В пределах Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны этим событиям отвечает формирование синколлизионных гранитоидов [Шатагин и др., 1994; 1995].

5.6. Основные выводы

Таким образом, на примере Центральной Азии предложен «сквозной» подход при проведении термохронологических реконструкций аккреционно-коллизионных и субдукционно-коллизионных структур, суть которого состоит в сравнительном изучении с использованием U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по набору минералов серий образцов; а) одинакового петрохимического состава и первичного (магматического,

метаморфического) возраста, характеризующихся различными параметрами наложенных преобразований; б) различающихся по составу (в том числе – различных минеральных фаз), но испытавших одинаковую термическую историю. Корректными критериями достоверности для серии изотопных датировок являются согласованность их относительной последовательности с рядом устойчивости изотопных систем, согласованность с наблюдаемой по геологическим, петрографическим данным последовательностью формирования изученных порода и интенсивностью наложенных преобразований.

Для удаленных друг от друга ранне-среднепалеозойских субдукционно-коллизионных, коллизионных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (от Северного Казахстана до Западного Прибайкалья) зафиксированы этапы активных термических событий, сопряженных с масштабным мантийно-корovým магматизмом и метаморфизмом HP/LT, HT/LP типов с периодичностью 30-25 млн лет: 530-520, 500-490, 470-460, 450-430, 410-390 млн лет. Наблюдаемая синхронизация метаморфических, магматических и тектонических событий может быть связана с активизацией магматических, метаморфических и тектонических процессов в глобальном, планетарном масштабе в периоды проявления плюмов различного масштаба.

Для метаморфитов палеосубдукционных зон ЦАСП установлена быстрая эксгумация ультравысокобарических пород Кокчетавского пояса, Максютковского комплекса, глаукофансланцевых комплексов Уймонской, Куртушибинской зон, Чарского пояса на верхние уровни земной коры (не более 5 млн лет). Радиогенные изотопные системы ультравысокобарических пород Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны сохраняют информацию о ранне-среднепалеозойских событиях. Это позволяет с использованием численного моделирования сделать вывод о том, что реальная продолжительность активных термических событий (эпизоды интенсивных сдвиговых деформаций, прогрева, связанного с внедрением базитовых и/или гранитоидных массивов) значительно меньше наблюдаемого разброса полученных различными изотопными методами датировок и, как правило, не превышает 1 млн лет.

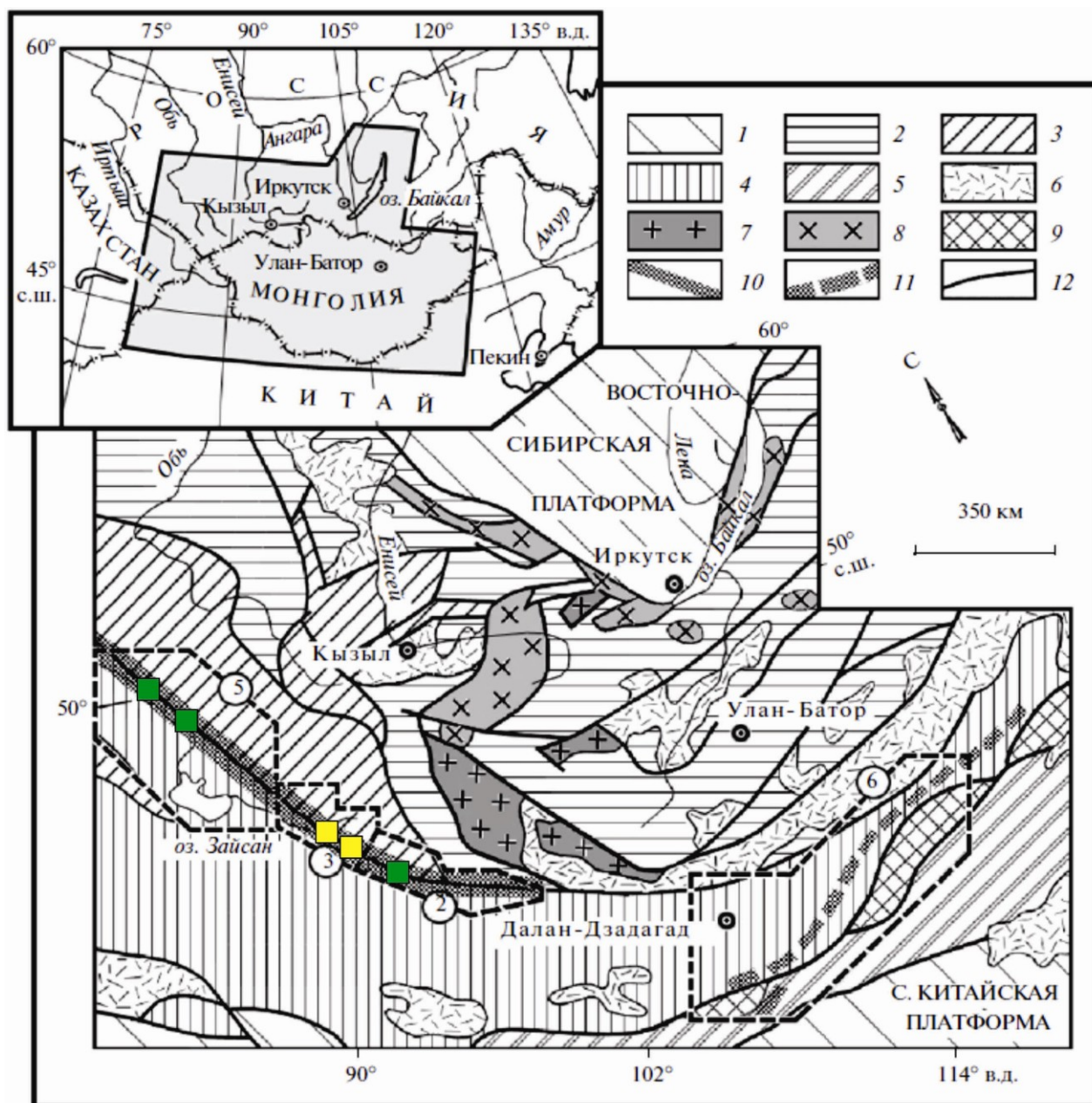
ГЛАВА 6. ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ГЕРЦИНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА ЦАСП

Территория западного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса, тектоническое строение и эволюция которого охарактеризована в [Моссаковский и др., 1993; Şengör et al., 1993; Добрецов и др., 1994], включает западную часть Алтае-Саянской и Обь-Зайсанскую складчатые области, которые в позднем палеозое–раннем мезозое развивались как единая геологическая мегаструктура – Алтайская коллизионно-сдвиговая система [Владимиров и др., 2003]. Непосредственная зона сочленения Казахстанской и Сибирской литосферных плит в традиционном понимании отвечает Зайсанской складчатой области и является на современном уровне эрозионного среза фрагментом Гоби-Зайсанского герцинского подвижного пояса, перекрытого на севере мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юге – прослеживающегося в Китай и Монгольскую Гоби (рис. 6.1).

Геодинамическая эволюция алтайских герцинид сегодня интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Чарского палеоокеанического бассейна [Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003]. Алтайская и Казахстанская окраины в предколлизионную стадию (девон–ранний карбон) представляли собой активные границы. Чарский палеоокеанический бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде двух косых субдукционных зон (Жарма-Саурская и Рудно-Алтайская островные дуги).

К середине карбона океанический бассейн полностью закрылся, и дальнейшая эволюция орогена протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций. На основе сопоставления эволюции позднепалеозойских палеомагнитных полюсов различных блоков Центральной Азии установлено [Choulet et al, 2011]: а) вращение против часовой стрелки Западной Джунгарии относительно Сибири; б) отсутствие значительных перемещений между Западной Джунгарией, Северным Казахстаном и Сибирью после поздней перми, что означает их жесткую связку начиная с этого времени; в) вращение против часовой стрелки Таримского блока, Южной Джунгарии относительно жестко зафиксированных друг относительно друга Сибири, Казахстана и Западной Джунгарии. Авторы предполагают, что такие перемещения, связанные с вращением блоков, могли быть обеспечены за счет позднепермских – раннетриасовых зон деформаций с оценочной амплитудой перемещений

1570 ± 280 км для Иртышской сдвиговой зоны, 410 ± 380 км для Николаевской тектонической зоны и 490 ± 250 км – для Чингиз-Алакол-Северо Тянь-Шанского разлома



начиная с позднепермского времени (рис. 6.2).

Рис. 6.1. Схема положения Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов в структурах западного сегмента ЦАСП (Козаков и др., 2011). 1- древние платформы; 2- структуры раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии; 3- структуры поздних каледонид; 4,5- линейные аккреционно-коллизийные пояса: 4- позднепалеозойские (герцинские), 5- раннемезозойские (индосинийские); 6- поля нерасчлененных позднепалеозойских и мезо-кайнозойских вулканитов; 7-9- фрагменты континентальных массивов: 7- с дорифейским основанием, 8- с рифейским основанием, 9- с гетерогенным рифей-раннепалеозойским основанием; 10, 11- зоны выходов тектонических пластин кристаллических пород: 10- Южно-Алтайского метаморфического пояса (390-360 млн лет), 11- Южно-Гобийского метаморфического пояса (230-220 млн лет); 12- главные

тектонические единицы. Цветными квадратами показаны рассмотренные в данной главе структуры: зеленым – с участием автора, желтым – по литературным данным.

6.1. Восточно-Казахстанский сектор Алтайского орогена

Восточный (Сибирский) сектор Алтайского орогена на современном эрозионном срезе включает герцинские структурно-вещественные комплексы Восточного Казахстана и Рудного Алтая (рис. 6.3), террейны с каледонским основанием Горного Алтая, Алтае-Монгольский террейн, являющийся на основе современных изотопно-геохимических исследований субдукционно-аккреционным комплексом [обзор Кай Кеда и др., 2011], а также Кузнецко-Алатауский террейн – фрагмент палеоокеанического поднятия с возрастом протолита $T_{Nd}(2-st) = 0.85-0.65$ млрд лет [Владимиров и др., 1999].

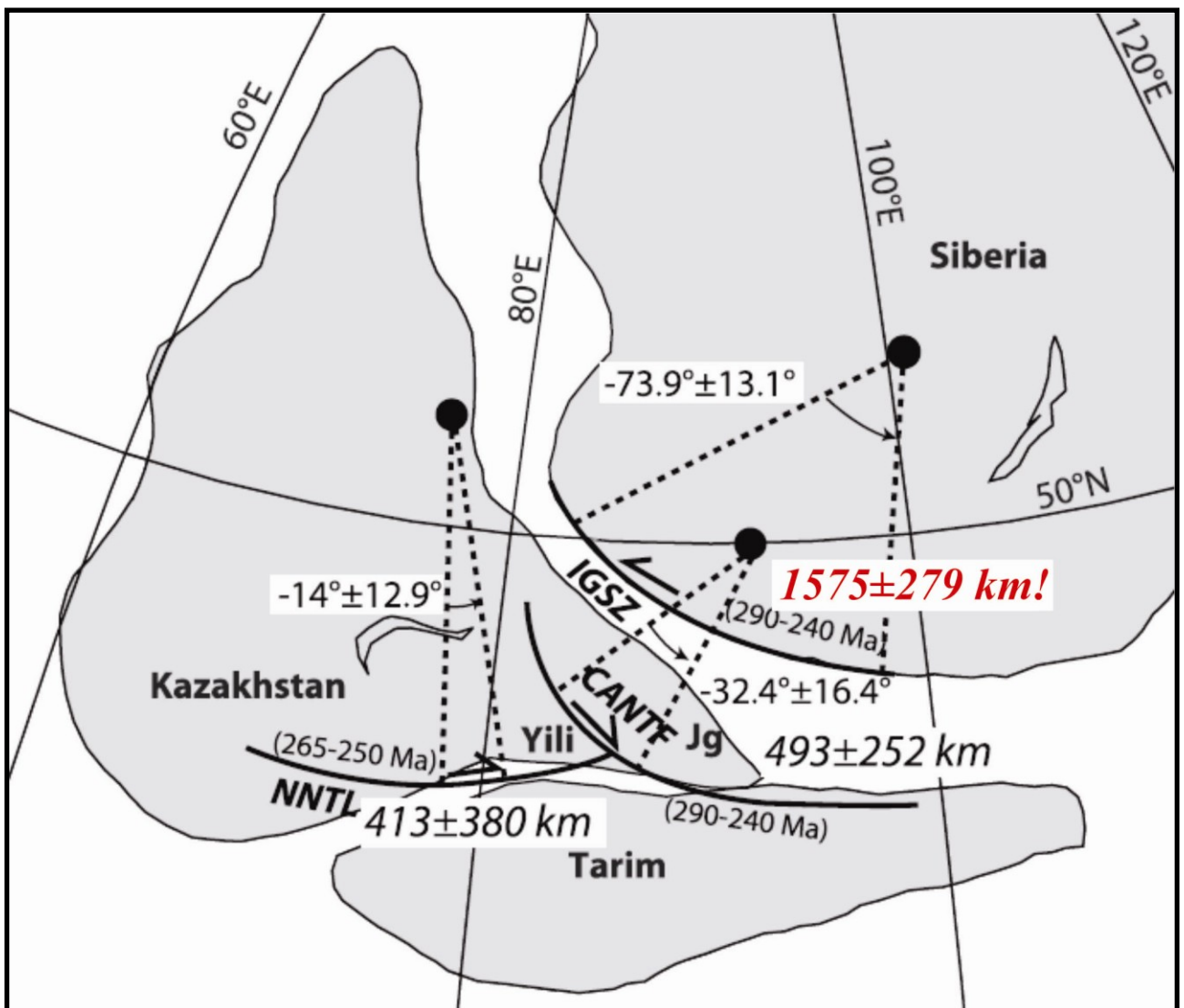
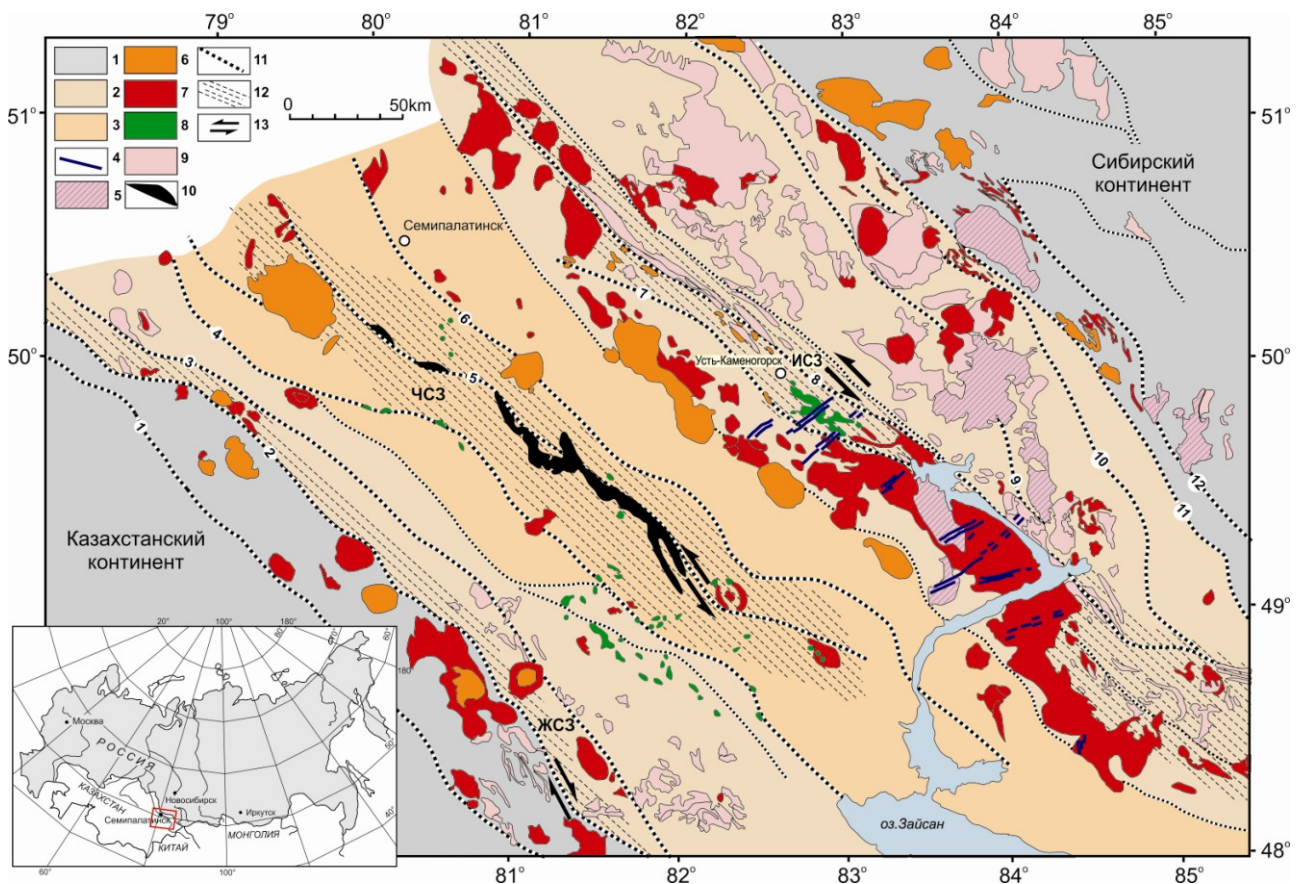


Рис. 6.2. Схема Западной части Центральной Азии, демонстрирующая пост-верхнепермские перемещения, полюса Эйлера и тектонические границы по данным [Choulet et al., 2011].

Западный (Казахстанский) сектор имеет более простое строение и в основном включает осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы, отражающие палеоостроводужный этап в истории формирования герцинид Алтая [Ермолов и др., 1977]. Ключевой структурой является Западно-Калбинская (Чарская) зона, в основании которой, вероятнее всего, отсутствуют докембрийские структурно-вещественные комплексы, а обнаженные на современном эрозионном срезе девон-раннекаменноугольные осадочно-вулканогенные толщи могут быть интерпретированы как фрагмент палеоокеанической коры [Добрецов и др., 1979, 1981; Ермолов, и др., 1983]. В осевой части этой зоны закартирован Чарский офиолитовый шов (рис. 6.3), маркирующий условную границу сочленения Казахстанской и Сибирской плит и содержащий реликты океанических метабазальтоидов,



метаморфизованных в условиях повышенных давлений и низких температур. Материалы о возрасте высокобарических пород Чарской зоны подробно рассмотрены в 3 главе.

Рис. 6.3. Структурная схема Зайсанской складчатой области – фрагмента Алтайской коллизионно-сдвиговой системы [Владимиров и др., 2008]. Условные обозначения: 1 – каледониды Сибирского и Казахстанского континентальных блоков, нерасчлененные; 2 – герцинские террейны Зайсанской складчатой области, отвечающие активным континентальным окраинам, нерасчлененные; 3 – Чарский палеоокеанический террейн; 4 – герцинские магматические комплексы, расчлененные по возрастным интервалам (4 – базитовые дайковые пояса T_3-J_1 ; 5 – гранитоидные батолиты T_3-J_1 ; 6 – субщелочные палеовулканические структуры и гранит-лейкогранитные массивы повышенной редкометалльности, P_2-T_1 ; 7 – гранитоидные батолиты калбинского (жарминского) типов, а

также бимодальные по составу палеовулканические структуры и плагиогранитоиды кунушского типа, P_1 ; 8 – субщелочные габброиды и пикритоиды аргимбайского и максутского типов, P_1); 9 – девон-раннекаменноугольные батолиты в бортах Зайсанской складчатой области, нерасчлененные, 10 – офиолиты Чарского шва; 11 – проникающие разломы указаны цифрами по их простиранию (1 – Аркалыкский, 2 – Жарминский, 3 – Жанан-Бугазский, 4 – Боко-Байгузинский, 5 – Чарский, 6 – Западно-Калбинский, 7 – Калба-Нарымский, 8 – Иртышский, 9 – Кедрово-Бугачихинский, 10 – Локтевско-Зыряновский, 11 – Белорецко-Маркакульский, 12 – Локтевско-Караиртышский), 12 – главные сдвиговые зоны с объёмным вязко- и хрупкопластичным течением горных масс (ЖСЗ – Жарминская, ЧСЗ – Чарская, ИСЗ – Иртышская), 13 – кинематика сдвиговых деформаций.

Надсубдукционные процессы на активной окраине Казахстанского континента фиксируются в виде островодужного магматизма и осадконакопления в Жарма-Саурской зоне (саурская вулканоплутоническая серия, C_{1t} [Ермолов и др., 1977]). На активной окраине Сибирского континента субсинхронные процессы, связанные с субдукцией, достоверно установлены в Рудном Алтае и Белоубинском прогибе [Лопатников и др., 1982; Берзин, Кунгурцев, 1996; Щерба и др., 1998; Шокальский и др., 2000; Dobretsov et al., 2004; Владимиров и др., 2001]. Специфическая обстановка Рудного Алтая, одновременно испытывавшего в позднем палеозое субдукцию океанической литосферной плиты с запада (в современных координатах) и коллизионно-сдвиговое воздействие с востока (со стороны Алтае-Монгольского террейна), вероятнее всего, обусловила заложение Иртышской зоны смятия. Время её заложения пока точно не определено, однако, судя по геологическим данным, этот возрастной интервал ограничен поздним девоном – ранним карбоном (не древнее). Особенности конфигурации взаимодействующих Казахстанской и Сибирской плит, а также специфика аккреционно-субдукционных процессов обусловили асимметричное строение Алтайской коллизионно-сдвиговой системы. По отношению к Жарма-Саурским, Рудно- и Горноалтайским структурам позднедевонско-раннекаменноугольного возраста возникший Алтайский ороген имел унаследованный характер. Это выразилось в заложении и (или) реактивации проникающих разломов Жармы, Западной Калбы, Рудного и Горного Алтая, телескопировании магматизма в вулканноплутонических ареалах и гранитоидных батолитах.

Главный этап коллизии при формировании Алтайской коллизионно-сдвиговой системы произошел в позднем карбоне при закрытии Гоби-Зайсанского (Чарского) палеоокеана [Ермолов и др., 1977, 1981, 1983; Добрецов и др., 1979; Полянский и др., 1979; Диденко и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Владимиров и др., 1999, 2005; Буслов и др., 2003; Волкова и др., 2008]. К числу проникающих разломов, реализовавшихся в этот период в виде неоднократно возобновлявшихся сдвигов и (или) сложнопостроенных взбросово-сбросовых

и надвиговых систем относятся Чингиз-Тарбагатай-Жарминская, Иртышская, Северо-Восточная сдвиговые зоны, а также Чарский офиолитовый шов.

В пермское время в пределах герцинских складчатых структур Алтайской коллизионно-сдвиговой системы фиксируется широкое проявление магматизма, затронувшего все структурно-формационные зоны. В пределах Чарской и Жарма-Саурской зон широко развиты субщелочные габброиды аргимбайского и пикродолериты максутского комплексов (рис. 6.4) [Поляков и др., 2008; Хромых и др., 2013; 2014]. В пределах Калба-Нарымской зоны проявлены габброиды и плагиогранитоиды кунушского комплекса. В Калба-Нарымской и Жарма-Саурской зонах в этот период времени начинается формирование Жарминского и Калбинского гранитоидных батолитов. К этому же возрастному диапазону относятся бимодальные вулканоплутонические субщелочные ассоциации, проявленные во всех вышеперечисленных зонах и представленные палеовулканическими аппаратами центрального типа различной степени эродированности (Сиректасская, Коконьская, Тастауская, Актобинская, Калгутинская и др. структуры) [Ермолов и др., 1977; 1983; Щерба и др., 1998].

Период	Зона			обстановка, источник	этап
	Жарма-Саурская	Чарская	Калба-Нарымская		
260					
270					
280			дайки миролюбовского комплекса	обогащенный мантийный источник	посторонний этап - прекращение осадконакопления с конца среднего - начала позднего девона
290	субщелочные пикродолериты максутского комплекса				
300	субщелочные габбро аргимбайского комплекса				
310	субщелочные базальты, андезибазальты, андезиты				
320			габброиды прииртышского комплекса	коллизонная обстановка, вещество мантийного клина, астеносферные окна	
330					закрытие океанического бассейна и мягкая коллизия (~ 325 млн лет)
340	габброиды саурского комплекса			островная дуга, вещество мантийного клина	Объём – Зайсанский океанический бассейн (фрагмент Палеоазиатского океана, взаимодействовавший с Сибирским и Казахстанским континентами в Рудно-Алтайской и Жарма-Саурской активных окраинно-континентальных обстановках
350	базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы				
360		базальты, андезибазальты		деплетированная мантия, океанический бассейн	
370					

Рис. 6.4. Корреляция базит-ультрабазитового магматизма Жарма-Саурской, Чарской, Калба-Нарымской зон [Хромых и др., 2013].

Калба-Нарымский гранитоидный батолит

Гранитоиды Калба-Нарымского батолита занимают не менее половины площади Калба-Нарымского турбидитового террейна, являющегося составной частью Алтайской коллизионно-сдвиговой системы герцинид. Калба-Нарымский террейн представляет собой часть окраинно-континентального бассейна, заложенного на океаническом основании, а наполняющие его осадочные толщи интерпретируются как накопленные на склонах и в осевой части девонского глубоководного желоба на краю Сибирского палеоконтинента. Процессы коллизионного взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов привели к деформированию осадков и смятию их в сжатые, близкие к изоклинальным складки северо-западного простирания [Берзин, Кунгурцев, 1996]. Юго-западной границей Калба-Нарымского террейна является Теректинский разлом сдвигового типа, отделяющий его от Чарской зоны, а северо-восточная часть Калба-Нарымского террейна входит в состав Иртышской сдвиговой зоны. В её пределах на всем протяжении закартированы тектонические пластины пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, которые по данным [Ермолов, 2013] являются глубинной метаморфизованной частью бассейна. На современном эрозионном срезе Калба-Нарымского турбидитового террейна вне Иртышской сдвиговой зоны обнажены осадочные слабометаморфизованные толщи с возрастом от среднего девона (на северо-востоке) до среднего карбона (на юго-западе). Результаты исследований вещественного состава осадочных толщ указывают на слабые изменения состава в интервале от среднего девона до конца раннего карбона и свидетельствуют, что формирование толщ Калба-Нарымского террейна происходило за счет субстратов невысокой зрелости, по-видимому, – девонских вулканических комплексов Алтайской активной континентальной окраины Сибирского континента.

Калба-Нарымский гранитоидный батолит протягивается с северо-запада на юго-восток и вместе с вмещающими породами образует единый линейный структурно-вещественный комплекс. Гранитоиды прорывают преимущественно песчано-черносланцевые толщи кыставкурчумской свиты (D_2gv) и такырской серии (D_3-C_{1v}), которые, наряду с метаморфическими породами Иртышской сдвиговой зоны, следует рассматривать в качестве наиболее вероятного субстрата для гранитоидов. 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]. В последние годы в результате работ по геологическому доизучению площадей масштаба 1:200 000 (ГДП-200)

территории Западно-Калбинской и Калба-Нарымской зон, проведенных ТОО ГРК "Топаз" (г. Усть-Каменогорск), удалось получить новый фактический материал по магматизму региона и, на основании прямых геологических наблюдений и определений возраста [Навозов и др., 2011], уточнить последовательность формирования интрузивных комплексов Калба-Нарымского батолита (рис. 6.5).

Калгутинский комплекс. Породы этого комплекса представлены поясами даек северо-западного простирания и отдельными интрузивными массивами сосредоточенными преимущественно в южной части Калба-Нарымского батолита. В его составе установлены три фазы внедрения: 1) мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты; 2) мелко-среднезернистые биотит-роговообманковые граниты; 3) дайковые гранит-гранодиорит порфиры.

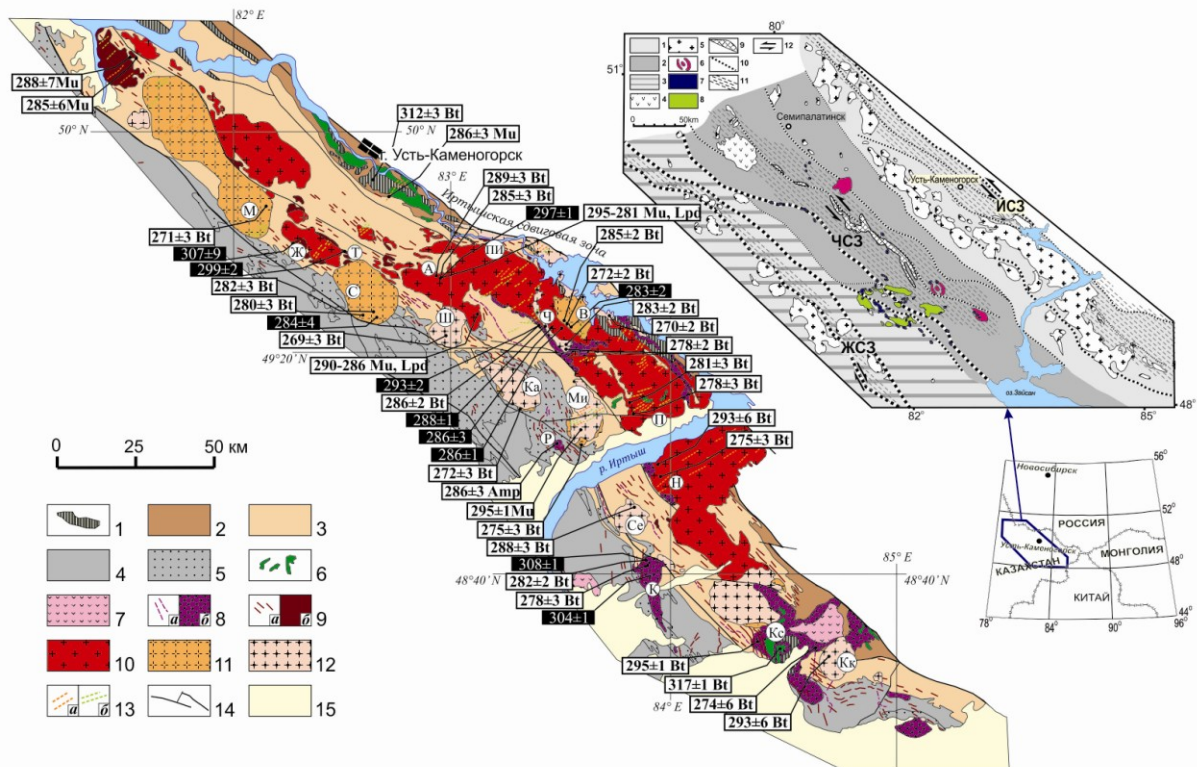


Рис. 6.5. Схема геологического строения Калба-Нарымского батолита [Хромых и др., 2016]. Составлена на основе рабочего макета геологической карты масштаба 1 : 500 000, созданного в ТОО ГРК «Топаз», г. Усть-Каменогорск. 1 – блоки метаморфических пород; 2 – зеленокаменные песчаники и алевролиты кыставкурчумской свиты D_{2gy} ; 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 буконьской свиты C_2 ; 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. Цифры

в прямоугольниках – геохронологические данные. Черные прямоугольники – данные U-Pb датирования по цирконам, белые прямоугольники – данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по амфиболам или слюдам (указаны). Буквы в кружках – изученные массивы Калба-Нарымского батолита, упоминаемые в тексте: М – Монастырский, Ж – Жиландинский, Т – Точка, С – Сибинский, А – Асубулакский, ПИ – Прииртышский, Ш – Шибендинский, Ч – Черновинский, В – Войлочевский, Ка – Каиндинский, Ми – Миролубовский, Р – Раздольненский, П – Песчанский, Н – Нарымский, Се – Сергеевский, К – Курчумский, Кс – Кызылсоранский, Кк – Кемиркаинский. На врезке – центральная часть Алтайской коллизионной систем герцинид (модифицировано по [Владимиров и др., 2008]). 1 – структурно-вещественные комплексы Калба-Нарымского турбидитового террейна; 2 – структурно-вещественные комплексы Чарской палеоокеанической зоны; 3 – структурно-вещественные комплексы Жарма-Саурской палеостроводужной зоны; 4 – риолиты, дациты, базальты Семейтауской структуры P_3-T_1 ; 5 – гранитоиды нерасчлененные; 6 – габбро-монзонит-сиенит-грантные интрузии в Чарской зоне (Преображенский, Тастауский, Дельбегетейский массивы), P_1 ; 7 – интрузивные массивы габброидов и пикритоидов аргимбайского и максутского комплексов, P_1 ; 8 – субщелочные базальты и андезиты даубайской и тюрешокинской свит, C_2-P ; 9 – офиолиты Чарского пояса; 10 – проникающие разломы, 11 – главные сдвиговые зоны с объёмным вязко- и хрупкопластичным течением горных масс (ЖСЗ – Жарминская, ЧСЗ – Чарская, ИСЗ – Иртышская), 12 – кинематика сдвиговых деформаций.

Вулканогенными аналогами пород калгутинского комплекса являются дацит-порфиры, риодацит-порфиры и их вулканокластические разности салдырминской и калгутинской свит верхнего карбона (по [Лопатников и др., 1982; Ермолов и др., 1983]), слагающие крупные вулканические Актобинскую и Калгутинскую мульду на юго-восточном окончании Калба-Нарымского батолита. Породы калгутинского комплекса прорывают отложения карбона, и в свою очередь прорываются интрузиями более поздних гранитоидных комплексов в составе батолита.

Кунушский комплекс. Представлен небольшими интрузивами, располагающимися в северо-западной и центральной части батолита, и, на всем его протяжении – многочисленными поясами даек северо-западного простирания. В кунушском комплексе выделено три фазы: 1) дайки плагиогранит-порфиров и гранит-порфиров; 2) мелко- и среднезернистые биотитовые плагиограниты и плагиогранодиориты; 3) аплитовидные граниты и пегматиты.

Калбинский комплекс. Гранитоиды комплекса являются наиболее распространенными среди пород батолита, образуют крупные пластообразные плутоны мощностью до 4-5 км. Их формирование отражает главную стадию батолитообразования. В составе комплекса выделены три фазы: 1) биотитовые средне- и крупнозернистые порфировидные гранодиориты и меланократовые граниты; 2) биотитовые среднезернистые граниты, сменяющиеся биотитовыми и мусковит-биотитовыми мелкозернистыми гранитами; 3) жильные граниты, аплиты, гранит-аплиты, гранитные пегматиты.

С гранитоидами калбинского комплекса пространственно и генетически связаны проявления редкометалльных гранитных пегматитов, формирующих крупнейшие месторождения редких металлов (Ta, Nb, Li, Be, Sn, W и др.) [Щерба и др., 1998; Дьячков, 2012]. Фациальными и возрастными аналогами редкометалльных гранитных пегматитов являются дайки редкометалльных гранит-порфиров - онгонитов, слагающих Чечекский и Ахмировский дайковые пояса в северо-западной части батолита [Хромых и др., 2014].

Монастырский комплекс. Породы комплекса слагают цепочку довольно крупных (до 100 км²) обособленных многофазных интрузивов преимущественно в юго-западной части батолита. Схема формирования комплекса включает: 1) лейкократовые двуслюдяные крупно- и грубозернистые граниты, часто порфиroidные; 2) лейкократовые среднезернистые и лейкократовые мелкозернистые двуслюдяные граниты; 3) жильные граниты, аплиты, камерные кварц-полевошпатовые пегматиты. Результаты детальных геологических наблюдений не оставляют сомнений в том, что породы монастырского комплекса прорывают гранитоиды калбинского и более ранних комплексов.

Каиндинский комплекс. Данный комплекс выделен относительно недавно на основании геологических и гравиметрических данных [Шулыгин, Навозов, 1986]. Породы комплекса слагают несколько крупных многофазных субизометричных интрузивов с концентрически-зональным строением, которые обособляются в цепочку северо-западного простирания, расположенную во внешней юго-западной части Калба-Нарымского батолита. Также к каиндинскому комплексу отнесены отдельные тела гранитоидов в центральной части батолита. Становление комплекса происходило в следующей последовательности: 1) средне- и крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты; 2) мелко-среднезернистые порфиroidные биотитовые и мелкозернистые биотитовые граниты; 3) аплиты, аплитовидные граниты и аплит-пегматиты. Породы каиндинского комплекса прорывают все более ранние гранитоидные комплексы.

Завершающими эндогенную активность являются прерывистые пояса «постбатолитовых» даек, контролируемые северо-восточной системой разрывных нарушений, отнесенные к миролюбовскому комплексу [Лопатников и др., 1982]. По отношению к региональным структурам северо-западного или субмеридионального простирания они занимают резко секущее положение, располагаясь преимущественно в пределах интрузивов и редко выходя во вмещающие отложения. В состав комплекса включены группы даек основного, среднего и кислого состава, условно разделенные на три фазы: 1) оливиновые долериты и долериты; 2) породы пестрого состава от диоритовых порфиroidов и лампрофиroidов до кварцевых монцонитов; 3) гранодиорит-порфиroidы и гранит-порфиroidы.

Базитовый магматизм. Основной объем позднепалеозойского базит-ультрабазитового магматизма в пределах Алтайской коллизионно-сдвиговой системы проявлен в сопряженной Чарской структурно-формационной зоне (см. **рис. 6.4** и врезку на **рис. 6.5**). Здесь в наложенных прогибах зафиксированы базальт-андезитовые субщелочные вулканические серии (даубайская и тюрешокинская свиты C_2-P), переслаивающиеся с пестроцветными молассовыми и вулканогенными толщами конгломератов, песчаников, алевролитов, туфов [Ермолов и др., 1983]. Интрузивный базит-ультрабазитовый магматизм Чарской зоны был синхронен массовому гранитообразованию и представлен раннепермскими субщелочными габброидами аргимбайского и субщелочными пикритоидами и габброидами максутского комплексов [Хромых и др., 2013]. Кроме того, субщелочные габбро и долериты участвуют в строении габбро-монцит-сиенит-гранитных интрузий в Чарской зоне (Преображенский и Тастауский массивы) и проявлены в виде синплутонических и комбинированных даек и мафических включений в гранитоидах с характерными чертами магматического минглинга.

Базитовый магматизм в Калба-Нарымском террейне выражен слабо. В северо-западной части террейна вдоль Иртышской сдвиговой зоны протягивается цепочка небольших массивов габброидов, представленных как амфиболизированными, так и неметаморфизованными плагиоклаз-пироксеновыми и оливин-плагиоклаз-пироксеновыми разновидностями. Проявления неметаморфизованных габброидов известны в центральной и южной частях батолита, где они срезаются гранитоидами, а также присутствуют в виде ороговикованных останцов. Таким образом, базитовый магматизм в Калба-Нарымском террейне либо предшествует гранитоидному, либо проявлен на постбатолитовом этапе в виде даек основных пород в составе миролюбовского комплекса. Базитовых комплексов, непосредственно ассоциирующих в Калба-Нарымском террейне с главным объемом гранитоидов батолита, не выявлено.

На основании петрогеохимических данных породы калгутинского, калбинского, монастырского и каиндинского комплексов можно типизировать как S-типа [Хромых и др., 2016]. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [Pearce et. al., 1984] (не приведены) составы изученных гранитоидов занимают промежуточное положение между гранитами вулканических дуг и коллизионными гранитами. Их источниками являлись субстраты метатерригенного состава, представленные в пределах Калба-Нарымского террейна метаморфизованными алевропесчаниками, алевролитами и черными сланцами такырской серии D_3-C_1 . Гранитоиды кунушского комплекса отличаются по составу и могут быть отнесены к плагиогранитоидам высокоглиноземистого ряда.

Базитовые комплексы Восточного Казахстана различаются по петрогеохимическим характеристикам [Хромых и др., 2013; 2016]. Среди ранних базитов, предшествовавших

гранитоидному магматизму, можно выделить две группы: 1) низкощелочные оливин-пироксен-плагиоклазовые габброиды, соответствующие породам низкокалиевой толеитовой серии и 2) субщелочные амфибол-биотитовые габбронориты, соответствующие умеренно-К известково-щелочной серии. Первые характеризуются высокой магнезиальностью ($Mg\# = 100 \cdot [MgO / (MgO + FeO^*)]$ в среднем 69 % по 28 анализам), пониженными содержаниями титана (TiO_2 в среднем 0.5 мас.%), калия (K_2O в среднем 0.17 мас.%), фосфора (P_2O_5 в среднем 0.04 мас.%), редкоземельных элементов (сумма РЗЭ в среднем 20 г/т по 13 анализам). Для габброидов второго типа характерны пониженная магнезиальность (в среднем 55 % по 9 анализам), повышенное содержание титана (в среднем 1.2 мас.%), калия (в среднем 0.7 мас.%) и редких земель (в среднем 75 г/т по 5 анализам) при близких концентрациях фосфора (в среднем 0.14 мас.%). Базитовые комплексы Чарской зоны, синхронные формированию Калба-Нарымского батолита (аргимбайский и максутский), [Хромых и др., 2013], принадлежат к высоко-калиевой известково-щелочной серии, имеют низкую магнезиальность (в среднем 46 % по 86 анализам), высокие содержания титана (в среднем 1.5 мас.%), калия (в среднем 1.3 мас.%), фосфора (в среднем 0.5 мас.%) и редких земель (в среднем 182 г/т по 17 анализам). Постбатолитовые базиты дайковых роев миролюбовского комплекса близки по составу к породам аргимбайского и максутского комплексов. Они также принадлежат к высоко-калиевой известково-щелочной серии, имеют низкую магнезиальность (от 38 до 40 %), высокие содержания титана (от 0.9 до 2.2 мас.%), калия (от 1.1 до 2.3 мас.%), фосфора (от 0.5 до 0.75 мас.%) и редких земель (от 171 до 219 г/т).

В результате предшествующих геологических исследований и результатов К-Аг изотопного датирования время формирования Калба-Нарымского батолита было оценено в интервале почти 100 млн лет [Лопатников и др., 1982] или 50-60 млн лет [Навозов и др., 2011]. Первые определения абсолютного возраста U-Pb изотопным методом по цирконам [Владимиров и др., 2001] подтвердили пермский возраст формирования гранитоидов батолита, но не внесли существенные уточнения в принятые схемы магматизма. В последние годы нами проведен большой объем U/Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопно-геохронологических исследований, результаты которых приводятся ниже.

U/Pb геохронологические исследования выполнены методом LA-SF-ICP-MS. Исследования проведены на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific, Германия) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research, США) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Датирование выполнено по единичным зернам цирконов (от 20 до 50 зерен для каждой пробы близкой морфологии и размера), имплантированным в эпоксидную смолу вместе с зернами 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. Цирконы облучались импульсным лазерным лучом с частотой 10 Гц, с диаметром 40 мкм, в течении 30 с. Испаренные частицы из лазерной установки в масс-спектрометр транспортировались потоком чистого инертного газа гелия. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей проведены в программе Glitter [Griffin et al., 2008]. Расчет значений возраста методом построения диаграммы с конкордией проведен 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 (1σ) для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составила $\sim 1,5\%$, а $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – 4–5 % для стандартных цирконов, что, в первом приближении, сопоставимо с показателями погрешности измерения этих изотопных отношений, получаемых SHRIMP методом.

Результаты датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита сведены в **таб. 6.1** (Приложение), а результаты U/Pb датирования цирконов также представлены на **рис. 6.6**. Положение изученных U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами проб указано на **рис. 6.5**. Полученные геохронологические данные позволяют определить максимальный интервал формирования гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита в ~ 30 млн. лет (310–280 млн лет - от начала позднего карбона до конца ранней перми). При этом, основываясь на U-Pb изотопных данных, можно выделить три этапа формирования батолита: 1) 310 – 300 млн лет: калгутинский и кунушский комплексы; 2) 297 – 290 млн лет: гранодиориты 1-й фазы калбинского комплекса и редкометалльные гранитные пегматиты; 3) 288 – 281 млн лет: граниты второй фазы калбинского комплекса, каиндинский и монастырский комплексы, соответствующие основному объему Калба-Нарымского батолита.

На основании полученных U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных нами проведено сопоставление скоростей остывания гранитоидных массивов Калба-Нарымского батолита со скоростями охлаждения (подъема) 41 петротипических гранитоидных батолитов, формировавшихся в обстановках постколлизийного растяжения, активной континентальной окраины (надсубдукционные и трансформные орогены) [Травин и др., 2012; 2013; 2014].

Суть использованного подхода состоит в следующем: температура закрытия K/Ar изотопной системы в амфиболе находится в диапазоне 490-580°C (Harrison, 1981). При термическом градиенте 25-30°C/км ее полное закрытие будет происходить на глубинах, не превышающих 14-15 км.

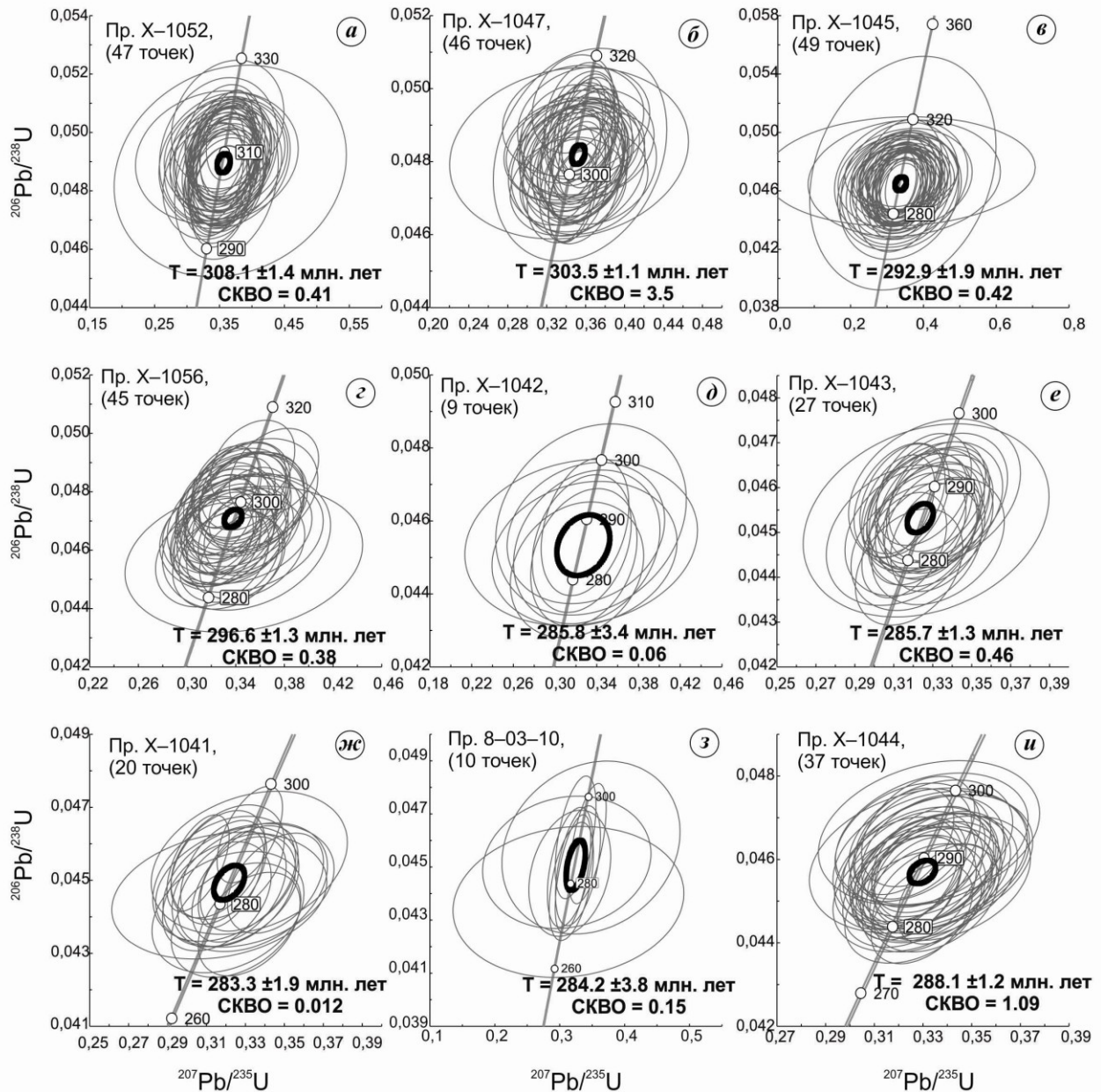


Рис. 6.6. Результаты U-Pb изотопного датирования позднепалеозойских гранитоидов Калба-Нарымского батолита [Хромых и др., 2016]. Диаграммы с конкордией: а – для гранодиорита 1-й фазы калгутинского комплекса, Курчумский массив; б – для гранодиорита 2-й фазы калгутинского комплекса, Курчумский массив; в – для гранодиорита 1-й фазы калбинского комплекса, Асубулакский массив; г – для гранодиорита 1-й фазы калбинского комплекса, Черновинский массив; д – для м/з гранита 2-й фазы калбинского комплекса, Черновинский массив; е – для с/з гранита 2-й фазы калбинского комплекса, Черновинский массив; ж – для лейкогранита монастырского комплекса, Войлочевский массив; з – для лейкогранита монастырского комплекса, Сибинский массив; и – для гранита каиндинского комплекса, Черновинский массив.

Если формирование плутона произошло на большей глубине, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по амфиболу будет соответствовать времени подъема батолита до этой глубины. Температура закрытия K/Ar изотопной системы в биотите находится в диапазоне 280-350°C [Harrison et al, 1985]. Соответственно, ее полное закрытие будет происходить на глубине, не превышающей

5-7 км, что соответствует верхней границе зоны перехода в земной коре от пластических деформаций к хрупким (между 5 и 15 км). Таким образом, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по биотиту будет фиксировать момент подъема гранитоидного батолита к верхней границе переходной зоны. Если консолидация плутона произошла на глубине, меньшей глубины закрытия изотопной системы минерала-геохронометра, то, учитывая, что остывание плутона происходит быстрее, чем за 1-2 млн лет [Harrison, Clarke, 1979; Dublyansky, Polyansky, 2007], датировка этого минерала будет соответствовать времени формирования батолита.

Таким образом, с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по набору минералов может быть реконструирована постмагматическая термическая история гранитоидного батолита от его формирования до 250°C . Сопоставление термических историй гранитоидных массивов калбинского и монастырского комплексов Калба-Нарымского батолита со скоростями охлаждения (подъема) 41 петротипических гранитоидных батолитов, формировавшихся в обстановках постколлизиионного растяжения, активной континентальной окраины (надсубдукционные и трансформные орогены) приведено на **рис. 6.7**.

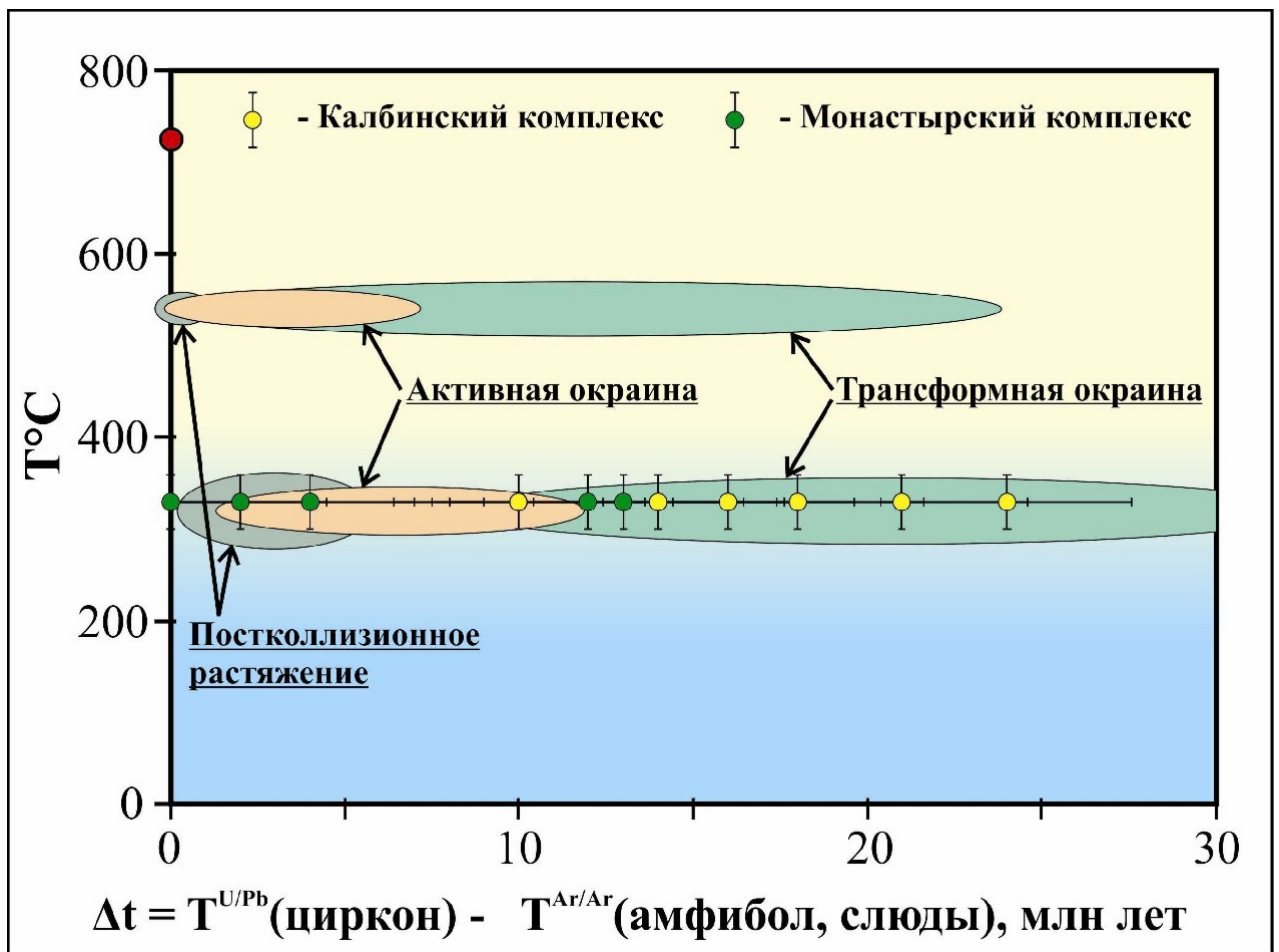


Рис. 6.7. Термические истории для гранитоидных массивов Калба-Нарымского батолита в сопоставлении с термическими историями 41 петротипических гранитоидных батолитов, формировавшихся в обстановках постколлизиионного растяжения, активной континентальной окраины (надсубдукционные и трансформные орогены) (Травин и др., 2014). По оси абсцисс

отложена разница U/Pb датировки по циркону и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по одному из минералов - Δt . По оси ординат – температура закрытия изотопной системы соответствующего минерала (~550°C – амфибол, ~330°C - слюды).

Можно заметить значительное изменение характера термических историй от гранитов раннего калбинского комплекса к лейкогранитам монастырского комплекса (288-281 млн лет) (**рис. 6.7**). Если подъем первых до глубин 5-7 км, фиксируемый $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками по биотиту, происходил с задержкой от 10 до 20 млн лет, то подъем гранитных массивов монастырского комплекса происходил практически сразу после их формирования, либо с относительно небольшой задержкой. Позднее закрытие K/Ar изотопной системы биотита может быть связано с термическим воздействием на вмещающие породы при внедрении лейкогранитов монастырского комплекса, в том числе и граниты калбинского комплекса. В целях учета подобного влияния нами проведено численное моделирование остывания массива гранитного состава во вмещающей толще и определение ареола его влияния на K/Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) изотопные системы [Мурзинцев, Травин, 2015].

По результатам моделирования степень омоложения K/Ar системы биотита и размер ареола увеличиваются с глубиной, но в любом случае при удалении от границы внедрившегося массива вне зависимости от его размера (рассмотрены варианты от 16 до 50 км) на 3 и более км омоложение возраста биотита становится меньше ошибки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. На геологической карте Калба-Нарымского батолита (**рис. 6.5**) показано расположение всех точек отбора образцов для термохронологических исследований [Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016].

Можно заметить, что из трех лейкогранитных массивов монастырского комплекса Монастырский и Сибинский находятся в стороне от изученных массивов калбинского комплекса, на юго-западном фланге Калба-Нарымского турбидитового террейна. Формирование Войлочевского массива происходило в контакте с Черновинским массивом калбинского комплекса. Тем не менее, все отобранные для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образцы калбинских гранитов находятся на удалении от контакта, значительно превышающем 3 км. Таким образом, представляется логичным исключить термическое влияние поздних лейкогранитных массивов монастырского комплекса на K/Ar изотопную систему ранних.

Иртышская сдвиговая зона

Калба-Нарымский батолит структурно сопряжен с Иртышской сдвиговой зоной и по многочисленным данным, в том числе геохронологическим их формирование было тесно взаимосвязано. Нами проведено сравнительное изучение термохронологической истории пород Калба-Нарымского батолита и пород Иртышской сдвиговой зоны [Травин и др., 2001;

2012; Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016]. На основании глобальных палеогеодинамических реконструкций [Sengor et al., 1993], палеомагнитных данных [например – Choulet et al., 2011] Иртышской сдвиговой зоне приписывается большая амплитуда сдвиговых движений (до 1500 км), связанная с поворотом Сибирской плиты по часовой стрелке (см. рис. 6.2).

На рис. 6.8 приведена сводка изотопных датировок ИСЗ, включая расположенные в ее пределах блоки высокометаморфических пород.

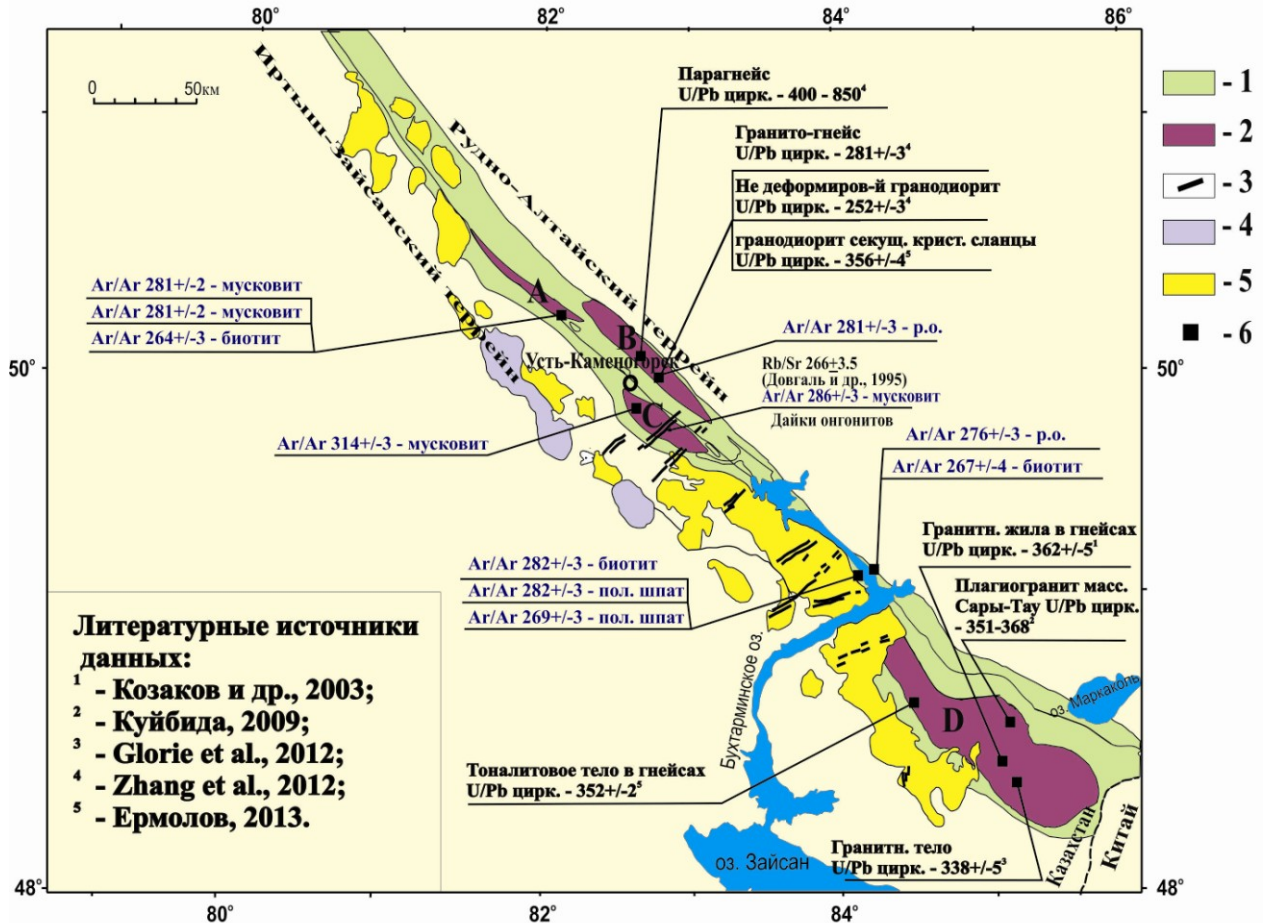


Рис. 6.8. Геологическая схема Иртышской зоны смятия по [Травин и др., 2001] с нанесенными результатами изотопного датирования. Условные обозначения: 1) милониты фации зеленых сланцев; 2) блоки высокометаморфических пород А – Предгорнинский, В – Согринский, С – Чечекский, D – Курчумский; 3) дайки базитовых пород и лампрофиров; 4) граниты Монастырского комплекса Калба-Нарымского батолита, 5) граниты Калбинского комплекса Калба-Нарымского батолита; 6) точки отбора образцов.

Существует несколько точек зрения на возраст и генезис этих высокометаморфизованных образований. Согласно первой, они имеют палеозойский возраст и образовались в результате теплового воздействия гранитоидов и габброидов, внедрившихся в зону смятия [Нехорошев, 1939]. Согласно второй - литоны высокометаморфизованных пород рассматриваются в качестве выступов (фрагментов)

древнего фундамента [Хорева, 1963; Ермолов, Полянский, 1980 и др.]. С другой стороны, глубокометаморфизованные образования ИСЗ могут быть отнесены к докарбонным метаморфическим образованиям Курчумского блока (тектонической пластины), который, в свою очередь, мог попасть в зону сдвиговых деформаций, отколовшись от Алтае-Монгольского микроконтинента [Буслов и др., 2013].

Среди метаморфических литопластин можно выделить два главных типа. К первому типу относятся блоки кианит-ставролитсодержащих пород эпидот-амфиболитовой фации (наиболее крупный блок - Предгорненский), а образования второго типа представлены пластинами, сложенными метаморфическими образованиями более низких давлений и повышенных температур (ассоциации с Cord, Sil+Kfs, различные мигматиты и гнейсы амфиболитовой фации, **рис. 6.9**), [Владимиров В.Г., 1990; Vladimirov et al., 1998; Травин и др., 2001; Владимиров, Савинский, 2012; Савинский и др., 2015].

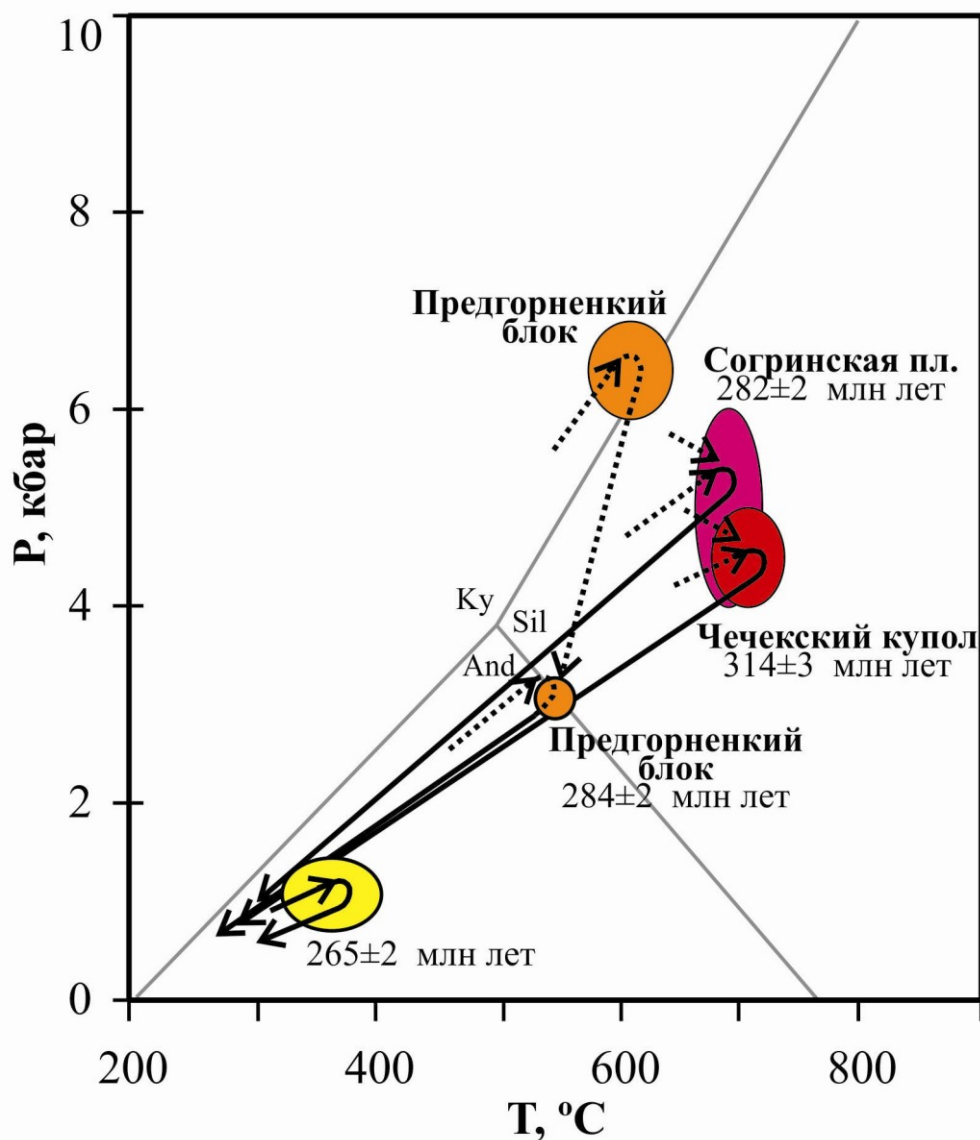


Рис. 6.9. P-T параметры метаморфизма для блоков глубокометаморфизованных пород Иртышской сдвиговой зоны [Травин и др., 2001; Владимиров, Савинский, 2012; Савинский и др., 2015].

Ряд U/Pb датировок по цирконам из гранитных тел различного состава, а также парагнейсам (см. **рис. 6.8**) соответствует ранней истории формирования этих пород в позднем девоне – раннем карбоне [Козаков и др., 2002; Куйбида и др., 2008; Glorie et al., 2012; Zhang et al., 2012; Ермолов, 2013]. По всей видимости, ранние этапы формирования этих пород происходили задолго до закрытия Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана в совершенно другой геодинамической обстановке. С учетом многочисленных современных данных по структурам Китайского и Монгольского Алтая они соответствуют обстановке активной континентальной окраины [например Wang et al., 2006; Козаков и др., 2002; 2007; Long et al., 2007; 2010; Sun et al., 2008; Кеда и др., 2011; Jiang et al., 2012].

Характерно, что Иртышско-Курчумская чешуйчато-меланжевая зона трассируется дайками и субвулканическими телами карбоновых габбро-диоритов, которые встречаются среди всех структурных единиц зоны и не выходят за ее пределы. Вероятно, эти дайки были сформированы до крупноамплитудных сдвиговых деформаций и характеризуют геодинамическую обстановку первоначального положения аллохтонных единиц зоны.

Структурные (включая микроструктурные) исследования [Melnikov A. et al, 1998; Владимиров и др., 1999] показали, что на всем протяжении ИСЗ доминируют разномасштабные левосдвиговые структурно-вещественные парагенезисы, при этом реликтов раннего правостороннего смещения обнаружено не было.

Для комплексного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования были отобраны минералы бластомилонитов и тектонизированных сланцев и гнейсов, характеризующихся сдвиговой S/C' микроструктурой с признаками левосторонних хрупко- и вязкопластичных деформаций [Travin et al, 1998]. Образцы отобраны в районе Бухтарминского водохранилища (см. **рис. 6.8**) с противоположных флангов ИСЗ, прилегающих к Рудноалтайскому и Иртыш-Зайсанскому террейнам (район Васильевской переправы), а также в районе п. Предгорное. Сводка полученных методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ступенчатого прогрева, а также методом УФ-лазерной абляции датировок приведена на **рис. 6.10**.

Датирование методом ступенчатого прогрева выполнено в Свободном Брюссельском университете (Бельгия) на масс-спектрометре MAP-216 с использованием индукционной системы с молибденовым тиглем. Образцы облучались на BR-2 реакторе бельгийского центра ядерных исследований (г. Мол). В качестве мониторов использовались биотит LP-6, роговая обманка MMhb-1. Датирование методом лазерной абляции по методике, аналогичной [3] выполнено с использованием Nd-YAG ультрафиолетового лазера фирмы Quantel (Франция).

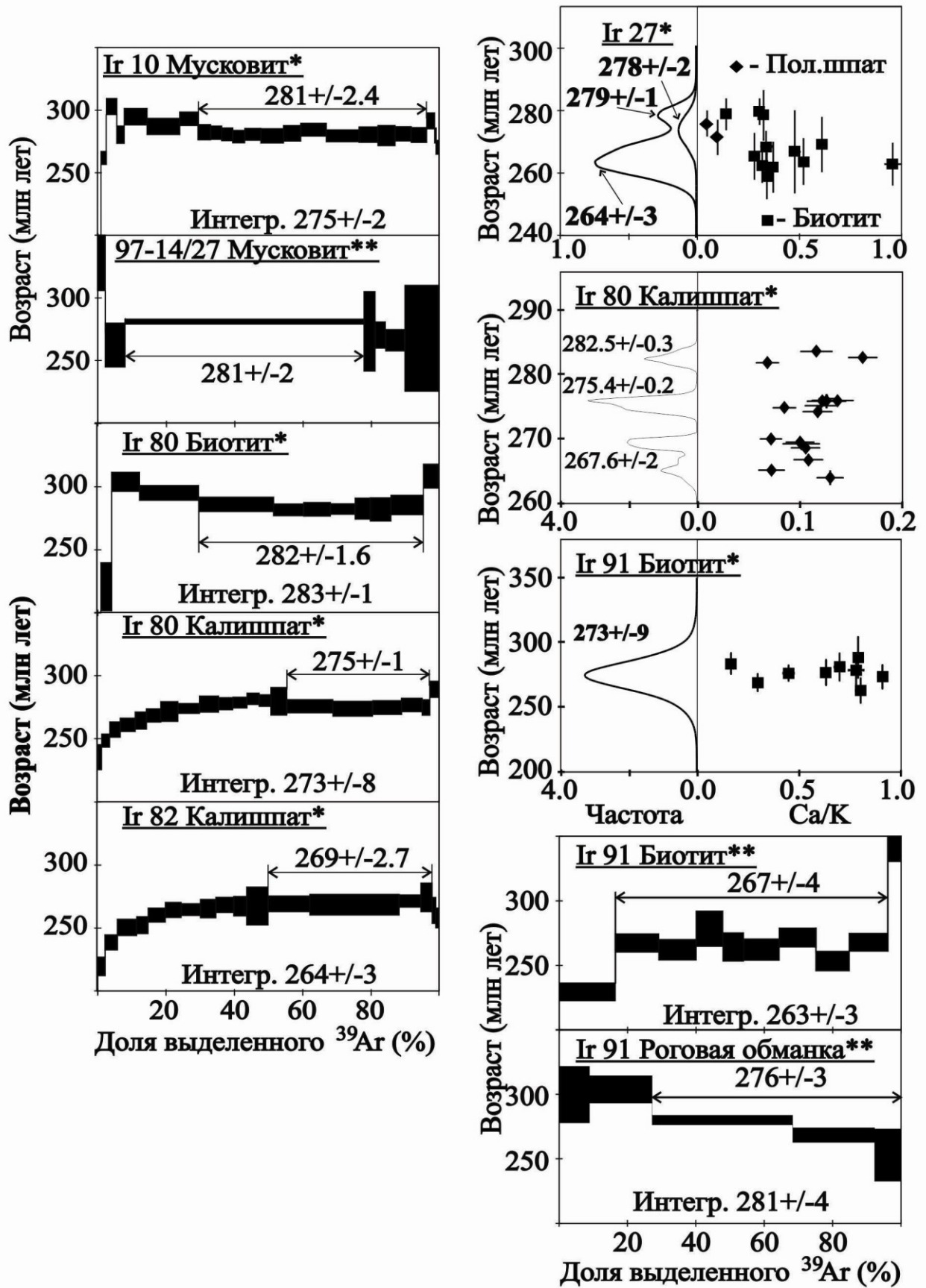


Рис. 6.10. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования синтектонических минералов Иртышской сдвиговой зоны методом ступенчатого прогрева (возрастные спектры) и лазерной абляции

(диаграммы зависимости возраста от Са/К отношения и плотность вероятности измеренного возраста) [Травин и др., 2001].

*Датирование выполнено в Свободном Брюссельском университете (Бельгия).

**Датирование выполнено в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск).

Датирование методом ступенчатого прогрева выполнено также в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск) на масс-спектрометре noble gas 5400 фирмы Micromass (Англия) с использованием кварцевого реактора с внешним нагревом. Образцы облучались на ВРТ-Т реакторе (Томск). В качестве мониторов использовались биотиты LP-6 и МСА-11.

Васильевская переправа, западный фланг ИСЗ. По синсдвиговому биотиту из бластомилонита зеленосланцевой фации по граниту (обр. Ir-80) методом ступенчатого прогрева по плато получен возраст, равный 282 ± 1.6 млн лет (рис. 6.8, 6.10). В возрастном спектре калиевого полевого шпата после «лестницы вверх» выделяется плато, по которому рассчитан возраст 275 ± 1.1 млн лет. Калиевый полевой шпат из обр. Ir-82 (лейкогранитная дайка, секущая зону деформации в 3 м от места отбора бластомилонита Ir-80), показал аналогичный возрастной спектр, значение возраста плато которого (269 ± 2.7 млн лет) меньше, чем для полевого шпата обр. Ir-80 (рис. 6.10).

Распределение значений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста в зерне калиевого полевого шпата обр. Ir-80 (размером 2x3 мм) исследовалось методом лазерной абляции. На графике интегральной плотности вероятности (19 определений) фиксируются три отдельных пика, среднее для которых составило 282.5 ± 0.3 , 275.4 ± 0.2 и 267.6 ± 2.0 млн лет (рис. 6.10). Первой и второй группе возрастов соответствуют точки, расположенные на прозрачных участках зерна, в то время как третьей, наиболее молодой группе, соответствуют точки, расположенные на мутноватых участках. Мутноватые участки располагаются в краевых зонах зерна и вдоль многочисленных трещин. Возраст, полученный методом лазерной абляции для трех точек из прозрачных зон калиевого полевого шпата бластомилонита, совпадает с возрастом, полученным по ассоциирующему биотиту, для которого методами микроструктурного анализа установлена синсдвиговая природа. Вероятно, это свидетельствует о синтетектоническом образовании минералов во время импульса пластических деформаций ~ 282 млн лет назад. С другой стороны, по возрасту, полученному для точек из мутноватых зон калишпата, можно сделать вывод о том, что последнее термальное событие, приведшее к переустановке К-Аг системы данных участков, произошло 267.6 ± 2 млн лет назад. Близкий возраст получен также для полевого шпата из образца лейкогранита Ir-82. По результатам микроструктурных наблюдений, лейкогранит Ir-82 тоже деформирован в сдвиговых

условиях, согласно с общей структурой Иртышской зоны. Об интенсивности импульса можно судить по поведению изотопных систем минералов. Изотопная система биотита бластомилонита Ir-80 оказалась ненарушенной, что говорит о кратковременности импульса, либо о малой температуре преобразований. Тот факт, что краевые и расположенные вдоль трещин зоны полевого шпата претерпели изменение и их изотопная система оказалась омоложенной, ставит под сомнение соответствие возрастов промежуточной группы, полученных методом лазерной абляции (275.4 ± 0.2 млн лет, **рис. 6.10**), реальному геологическому событию. Поскольку при ступенчатом прогреве возможна суперпозиция аргона из различных зон, подобное сомнение относится и к полученному этим методом для полевого шпата Ir-80 возрасту плато.

Васильевская переправа, восточный фланг ИСЗ. Из образца бластомилонита по амфиболиту Ir-91, отобранного из маломощной тектонической пластины, выделена первичная роговая обманка. Для нее методом ступенчатого прогрева по плато получен возраст, равный 276 ± 3 млн лет, при интегральном возрасте – 281 ± 3 млн лет (**рис. 6.8, 6.10**). Аргон из более позднего актинолита этого образца (навеска – 5 мг) был выделен полным плавлением, и рассчитанный возраст равен 277.6 ± 4 млн лет. Температура пика метаморфизма для образца Ir-91 по данным расчета Hbl-Pl термометра [Holland, Blundy 1994] составляла 600 ± 40 °C. К этому значению близка температура закрытия K-Ar системы роговой обманки [Harrison, 1981]. Поэтому полученный по роговой обманке $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, наиболее вероятно, соответствует возрасту пика метаморфизма. Монокристаллы актинолита не деформированы и ориентированы параллельно синкинематическим плоскостям скалывания “С” бластомилонита, следовательно его кристаллизация, скорее всего, происходила в условиях сдвигового пластического течения. Этот минерал принадлежит к позднему по отношению к роговой обманке парагенезису, и очевидно, формировался при более низкой температуре. Тем не менее, датировки роговой обманки и актинолита в пределах аналитической ошибки совпадают, поэтому можно предположить, что ранний и более поздний тектоно-метаморфические этапы, ответственные за образование, соответственно, первичной роговой обманки и синсдвигового актинолита образца Ir 91, были сближены во времени. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изучение (лазерная абляция) синтектонического биотита, располагающегося в тенях давления вокруг порфирокластов роговой обманки и плагиоклаза, показало однородность распределения возраста при среднем значении 273 ± 9 млн лет (**рис. 6.10**). Большой разброс, скорее всего, связан с контаминацией во время лазерной абляции аргоном из ассоциирующих минералов, поскольку биотит находится в очень тонких слоях. В то же время, для монофракции биотита из этой породы методом ступенчатого прогрева

получен возраст плато 267 ± 4 млн лет (**рис. 6.10**), который полностью совпадает по значению с “молодой” группой возрастов минералов пород западного борта ИСЗ.

Район п. Предгорное. Из пород Предгорненского метаморфического блока (**рис. 6.8, 6.10**) были изучены кварц-мусковитовый гранатсодержащий сланец (обр. Ig-10), кианит-ставролитовый сланец (обр. 97-14/27) и бластомилонитовый гнейс (обр. Ig-27). Для синсдвигового мусковита образца Ig-10 методом ступенчатого прогрева по плато получен возраст 281 ± 2.4 млн лет, а для мусковита образца 97-14/27 – 281 ± 2 млн лет (**рис. 6.10**). Совпадение этих возрастов с датировками района Васильевской переправы свидетельствует о распространенности первого импульса пластических деформаций в масштабе всей ИСЗ. Калиевый полевой шпат и биотит из тонкозернистого бластомилонитового гнейса Ig-27 исследовались с помощью лазерной абляции. По бласту калиевого полевого шпата размером 0.3×0.2 мм выполнено два определения, среднее для которых составило 278 ± 2 млн лет, а для биотита на графике плотности вероятности выделяются два возрастных пика со значениями 279 ± 1 и 264 ± 3 млн лет (**рис. 6.10**), что свидетельствует в пользу ассоциации двух разновозрастных генераций.

На основании датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ синсдвиговых минеральных парагенезисов с левосторонней кинематикой, отобранных из пород милонитовой фации Иртышской сдвиговой зоны и из расположенных в пределах ИСЗ блоков высокометаморфических пород на протяжении более 150 км (см. **рис. 6.8, 6.10**) нами ранее был сделан вывод о наличии двух импульсов интенсивных сдвиговых деформаций с возрастом 282 ± 1 млн лет и 265 ± 2 млн лет [Травин и др., 2001]. Возрастной рубеж 282 ± 1 млн лет позднее был подтвержден результатами U/Pb LA-ICP-MS датирования по циркону из гранитогнейсов Согринской пластины - 281 ± 1 млн лет [Zhang et al., 2012].

Среди блоков высокометаморфических пород ИСЗ большое внимание уделяется Чечекской структуре (**рис. 6.11**) [Марьин, 1981; Юрченков, 1981; Савинский и др., 2015].

Гранитогнейсы, слагающие Чечекскую структуру, располагаются во внутренней части «подковы» Суровского габброидного массива. «Буферная» зона между гранитогнейсами и габброидами представлена меланократовыми роговиками, мигматизированными гнейсами и диатектитами. Во внешнем обрамлении Суровского массива с юго-запада и северо-востока залегают углистые алевролиты и песчаники такырской свиты (D_3-C_1), которые отделены от габброидов разрывными нарушениями. В северо-западном направлении породы сменяются низкотемпературными зелеными сланцами Иртышской зоны.

По биотиту из гнейсов Чечекской структуры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом получен возрастной спектр с хорошим плато (**рис. 6.12**), характеризующимся возрастом 314 ± 3 млн лет [Савинский и др., 2015]. По циркону из габбро Суровского массива U/Pb LA-ICP-MS

методом получен согласующийся с возрастом биотита возраст 313 ± 1 млн лет (С.В. Хромых, устное сообщение).

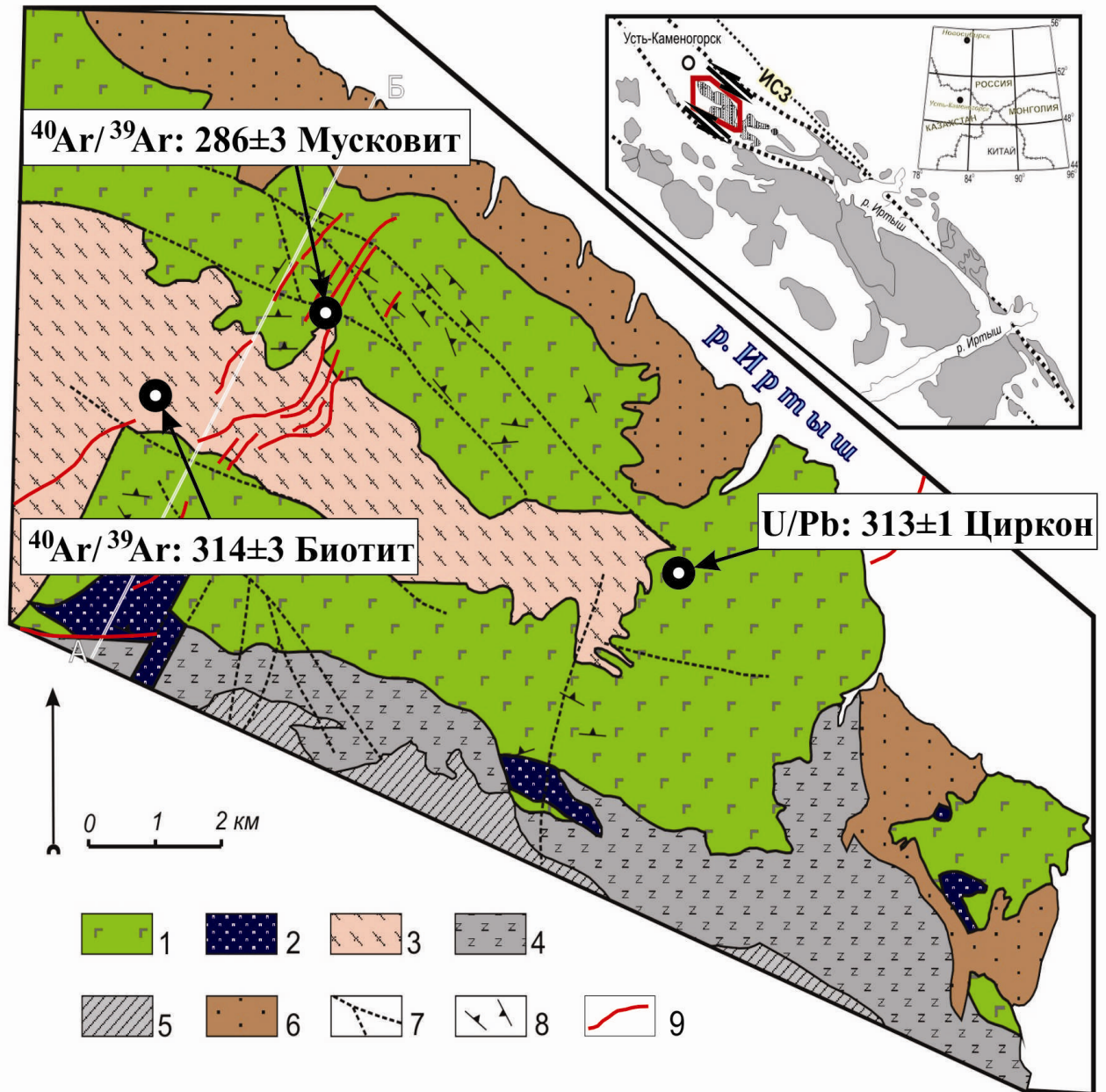


Рис 6.11. Схема геологического строения Суровского габброидного массива. по [Кривенко и др., 1992; Соколова, 2014; Хромых и др., 2014]. 1-2 - Суровский массив: 1 - породы дифференцированной троктолит-габбро-анортозитовой серии; 2 - перидотиты и пироксениты; 3 - биотитовые гнейсы, гнейсограниты, граниты и гранодиориты Чечекской купольной структуры (C1?); 4 - амфиболиты и метагабброиды вавилонского комплекса C1; 5 - алевролиты и сланцы такырской свиты D3-C1; 6 - алевролиты и песчаники кыставкурчумской свиты D2gv; 7 - разломы; 8 - элементы залегания магматической расслоенности и трахитоидности в габброидах. 9 – редкометальные дайки Чечекского пояса. На врезке вверху показано положение массива в структурах Калба-Нарымской зоны. Серым фоном обозначены гранитоидные массивы Калба-Нарымского батолита, нерасчлененные; ИСЗ - Иртышская сдвиговая зона.

На **рис. 6.13** приведена реконструкция термохронологической истории пород ИСЗ для постколлизийного этапа формирования Алтайской коллизийной системы. Этап, фиксируемый U/Pb методом по циркону из габбро Суровского массива и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту из гнейсогранитов Чечекского блока, является наиболее ранним.

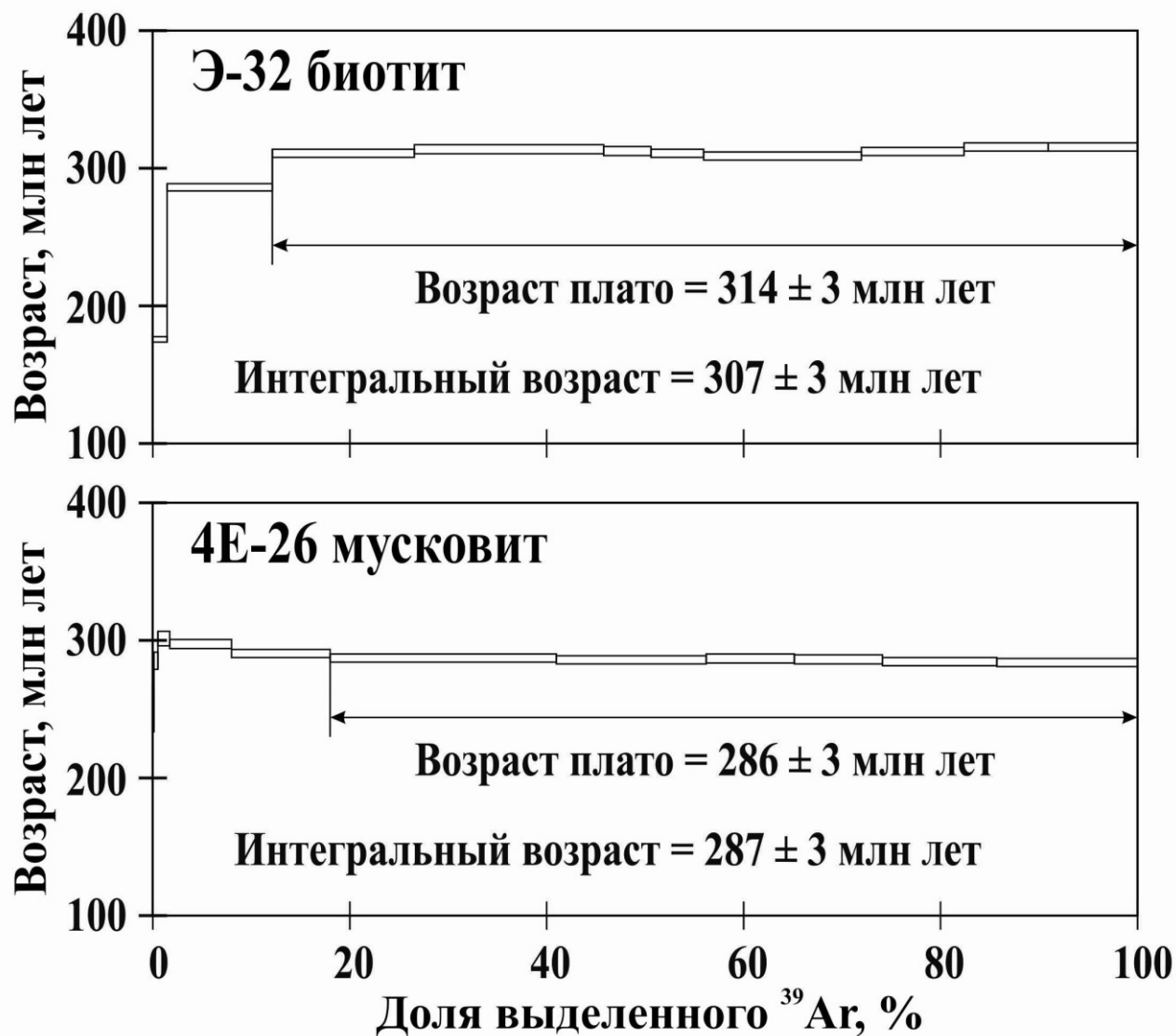


Рис. 6.12. Возрастные спектры биотита из гнейсов Чечекской структуры [Савинский и др., 2015] и мусковита из секущих структуру даек редкометальных гранитов Чечекского пояса [Соколова, 2014; Хромых и др., 2014].

На основании совпадения двух датировок можно сделать вывод о том, что сразу после своего формирования при давлениях 4-6 кб, что соответствует глубине 15-20 км [В.Г. Владимиров, Савинский, 2012], породы Чечекской структуры были подняты на глубину порядка 5-6 км. Следующий этап тектонотермальной активности в пределах ИСЗ фиксируется с возрастом 286-278 млн лет (см. **рис. 6.13**). Он соответствует импульсу интенсивных левосторонних сдвиговых деформаций [Травин и др., 2001], а также внедрению

роев даек редкометальных гранитов [Хромых и др., 2014]. Возрастной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр, полученный по мусковиту из дайки, показан на **рис. 6.12**. В нем выделено хорошее плато с возрастом 286 ± 3 млн лет.

Интенсивность поздних этапов в пределах ИСЗ может быть оценена на основе численного моделирования сохранности радиогенного аргона в гранитогнейсах Чечекской структуры, испытавшей все перечисленные наложенные воздействия. Зависимость продолжительности термического воздействия от температуры для случаев различной степени потери биотитом радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$ приведена на **рис. 6.14**. Даже в том случае, если предположить, что биотит потерял 10% радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$, а температура воздействия была минимальной - 350°C (**рис. 6.14**), интегральная продолжительность наложенных событий должна была быть не более 10 000 лет. При увеличении температуры воздействия продолжительность значительно сокращается.

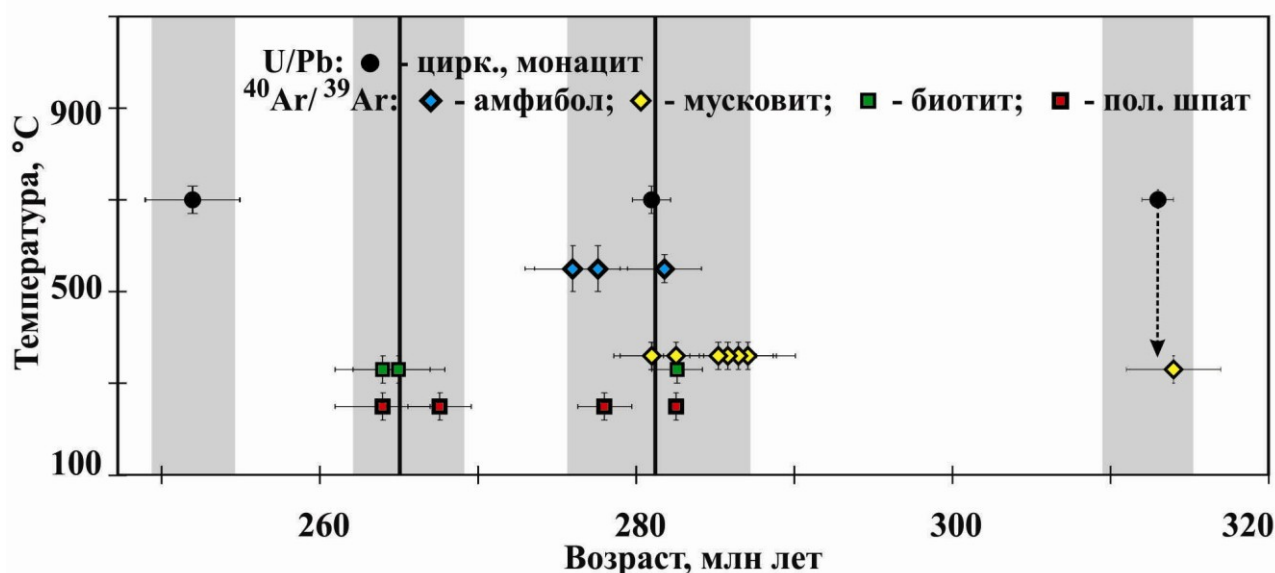


Рис. 6.13. Термическая эволюция пород Иртышской зоны смятия по данным [Травин и др., 2001; Zhang et al., 2012; Хромых и др., 2014; Савинский и др., 2015].

На этом основании может быть оценена и возможная амплитуда смещения ИСЗ в результате сдвиговых деформаций. Допустим, что скорость деформаций составляла n см/год, а продолжительность – не более 1 млн лет, что следует из результатов численного моделирования. В этом случае расчетная амплитуда смещения в пределах ИСЗ не должна была превышать $n \cdot 10$ км, что на два-три порядка меньше приписываемой ИСЗ на основании геодинамических построений и палеомагнитных данных [Sengor et al., 1993; Choulet et al., 2011].

На **рис. 6.15** приведено сопоставление датировок Калбинского гранитоидного батолита и сопряженной с ним Иртышской сдвиговой зоны. Видно, что импульс

интенсивных сдвиговых деформаций совпадает по времени с формированием гранитоидных массивов калбинского и монастырского комплексов, составляющих основной объем батолита.

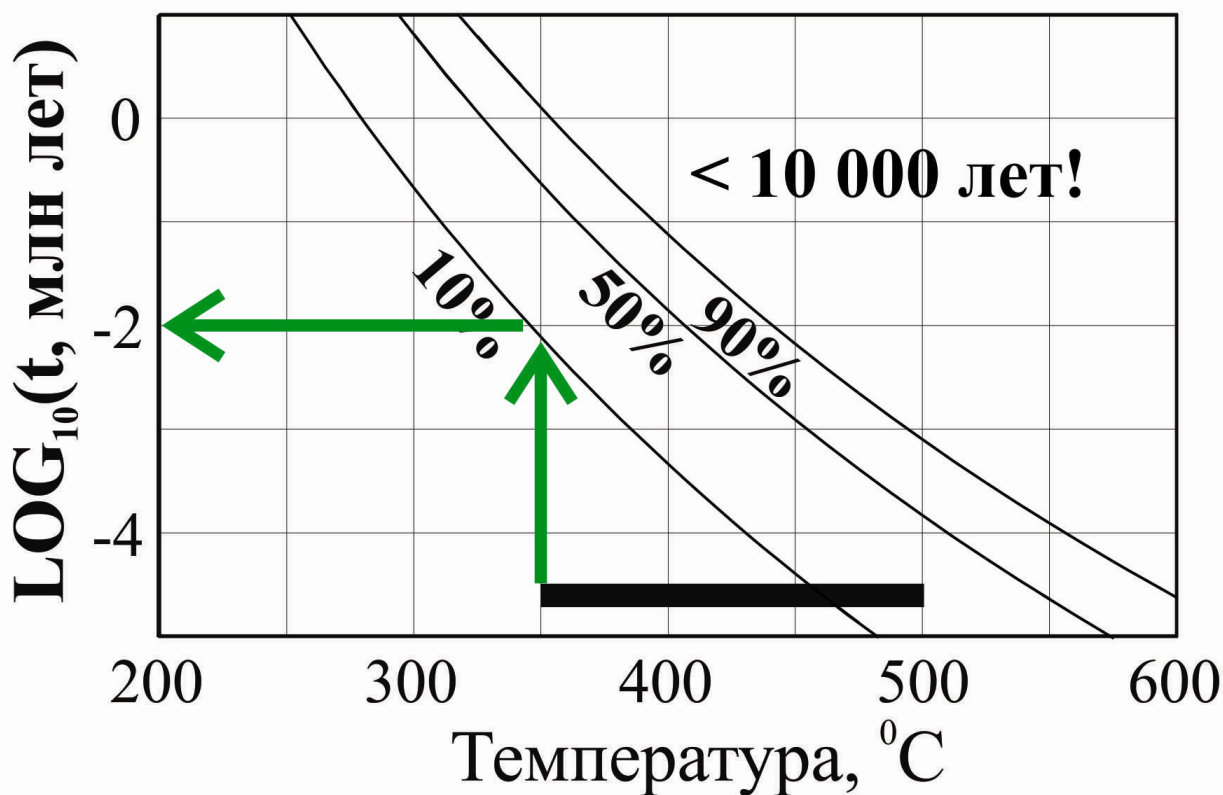


Рис. 6.14. Зависимость продолжительности изотермического прогрева биотита от температуры для случаев 10%, 50%, 90% потери радиогенного аргона [Travin et al., 2001]. Черной полосой показан диапазон температур предполагаемых наложенных событий. Кинетические параметры для диффузии аргона в биотите взяты из [Harrison et al., 1985].

Датировки по слюдам из гранитоидов растягиваются в диапазоне, начинающемся от возраста формирования соответствующих массивов, определенного с помощью U/Pb метода по циркону, до значительно более молодых величин – порядка 270-267 млн лет. Этому же возрастному рубежу соответствует группа датировок в пределах ИСЗ. Такое совпадение позволяет предположить, что закрытие изотопных систем слюды было связано не с поздним импульсом деформаций в пределах ИСЗ, а имело региональный характер и, скорее всего, было вызвано общим подъемом территории в обстановке растяжения.

Это подтверждается проявлением многочисленных базитовых, гранодиоритовых даек миролюбовского комплекса, запечатывающих все ранние деформационные структуры.

Изменение обстановки формирования при переходе от гранитов калбинского к лейкогранитам монастырского комплекса предполагает предложенный на основе петрологических, изотопно-геохимических (Sr-Nd-O) данных сценарий формирования

Калба-Нарымского батолита [Хромых и др., 2016]: 1) 310–298 млн лет – плавление метабазитового основания террейна и смешение с выплавками из коровых субстратов (калгутинский и кунушский комплексы), 2) 298–288 (?) млн лет – подъем фронта магмообразования и массовое плавление коровых субстратов, 3) 285–280 млн лет – новый импульс плавления коровых субстратов (реститов от первого плавления) с влиянием мантийных источников.

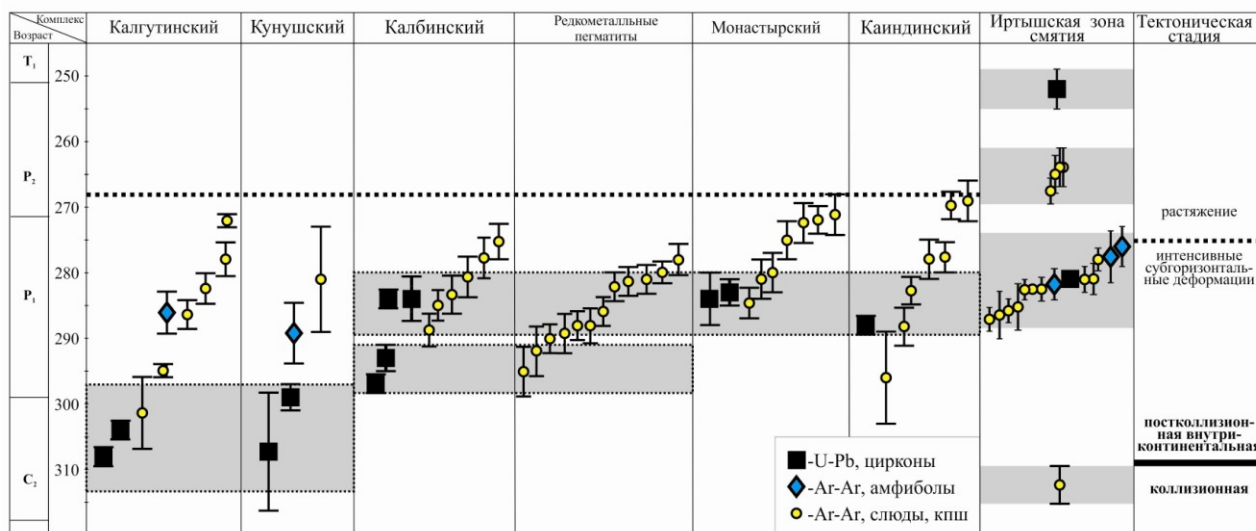


Рис. 6.15. Сопоставление $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb датировок гранитоидов Калбинской зоны и образцов Иртышской сдвиговой зоны [Травин и др., 2001; Zhang et al., 2012; Владимирова В.Г. и др., 2014; Савинский и др., 2015; Хромых и др., 2014; 2016].

6.2. Метаморфический комплекс Бодончин (Монгольский Алтай)

Бодончинский блок расположен в западной части южного фаса Монгольского Алтая (рис. 6.16). С юга он ограничен Булганским разломом, входящим в структуру Главного Монгольского линеамента, который в свою очередь является продолжением Иртышской сдвиговой зоны [Windley et al., 2002]. В структурно-тектоническом плане он принадлежит к Целскому террейну и состоит из метаморфических пород неопределенной тектонической природы [Badarch et al., 2002].

По данным многочисленных исследований [Badarch et al., 2002; Xiao et al., 2009 и ссылки там] в пределах Целского микроконтинента в данном и соседних регионах вдоль Главного Монгольского линеамента происходили следующие тектонические процессы. В течение кембрия – середины ордовика Бодончинский блок в составе Целского микроконтинента представлял собой дугу Андийского типа в процессе сближения микроплит Бааран и Турген, которое привело к субдукции с наклоном плоскости погружения в северном направлении [Xiao et al., 2009]. В позднем ордовике-силуре закрытие океана продолжалось, Целский микроконтинент был окружен бассейнами океанического типа.

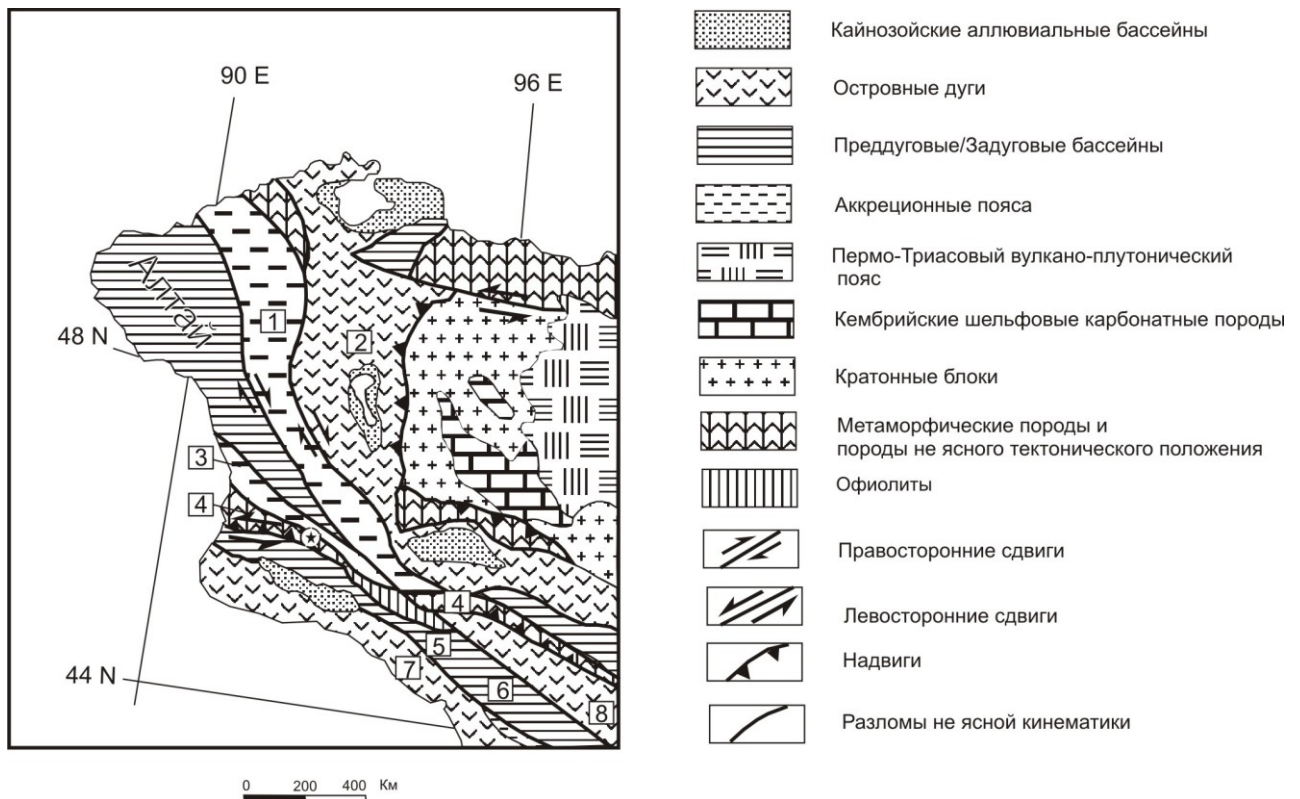


Рис. 6.16. Тектоностратиграфическая террейновая карта западной Монголии [Badarch et al., 2002]. Номера террейнов: 1 – Ховд, 2 – Озерная зона, 3 – Турген, 4 – Целский, 5 – Бидз, 6 – Бааран, 7 – Байтаг, 8 – Эдрен.

В позднем девоне произошла коллизия, вызвавшая образование покровно-надвиговых структур, метаморфизм с инвертированным распределением изоград и объемные выплавки гранитоидов [Xiao et al., 2004]. Согласно принятой тектоностратиграфической схеме региона (см. **рис. 6.16**) Бодончинский блок ограничен с юга преддуговым бассейном (тектонический блок Бааран), а с севера – пластиной Турген, представляющей девонский аккреционный клин [Badarch et al., 2002].

По простиранию Целская тектоническая пластина обрамляет южный склон Монгольского Алтая вдоль Главного Монгольского линеамента. Формирование Целского зонального метаморфического комплекса связывается с несколькими последовательными этапами [Бибикова и др., 1992; Козаков 1986; Козаков и др., 1997; 2002]. Начальная стадия характеризуется метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа ($384 \pm 2 - 385 \pm 5$ млн лет), достигавшим степени амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. На втором этапе ($365 \pm 4 - 371 \pm 2$ млн лет, возраст оценен по синкинематическим породам габбро-плагиогранитного комплекса) характер метаморфизма сменяется на кианит-силлиманитовый, достигавший условий амфиболитовой фации.

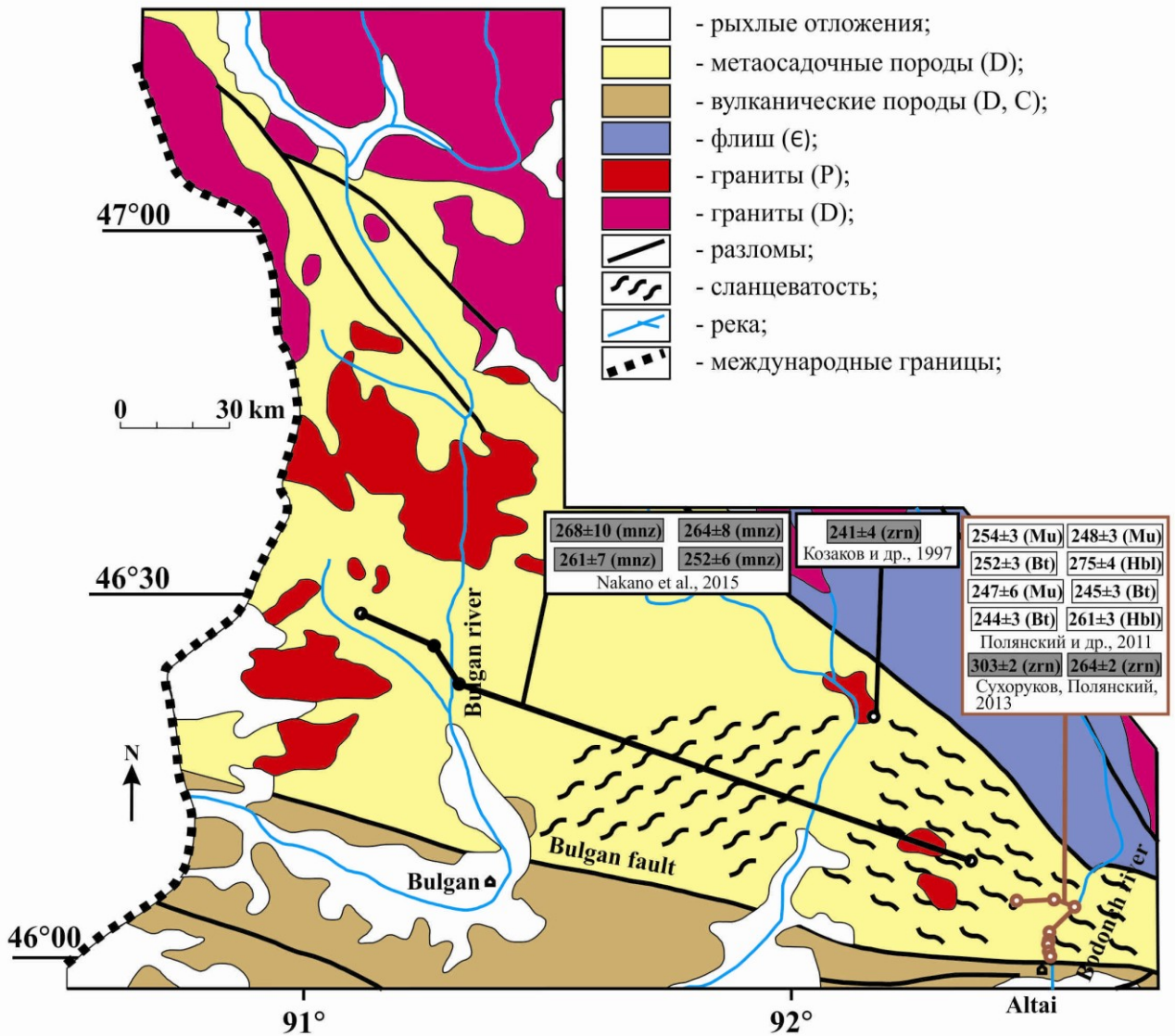


Рис. 6.17. Схематическая геологическая карта и сводка данных изотопного датирования района Бодончин (Западная Монголия) по [Маринов и др., 1973; Козаков и др., 1997; Zorikthuu et al., 2011; Полянский и др., 2011; Сухоруков, Полянский, 2011; Nakano et al., 2015].

Завершаются метаморфические преобразования региональным метаморфизмом в температурных условиях фации зеленых сланцев. В Бодончинском блоке, в отличие от восточной части Целского пояса, в наименьшей степени проявлен метаморфизм ранней стадии, метаморфические породы характеризуются развитием минеральных ассоциаций второго (кианит-силлиманитового) этапа метаморфизма. Породы имеют субвертикальное залегание.

При пересечении блока вкрест простирания метаморфических толщ (по р. Бодончин) наблюдается последовательная смена минеральных ассоциаций в породах. Северная часть разреза сложена зелеными сланцами с минеральной ассоциацией $Bt+Chl+Ms+Pl+Qtz \pm Ep$ в метапелитах и $Hbl+Chl+Pl+Qtz$ в метабазитах. При продвижении на юг в метапелитах

появляется гранат. Метапелиты средней части разреза представлены ставролит-кианитовыми сланцами, наиболее полная минеральная ассоциация в них $\text{Grt}+\text{St}+\text{Ky}+\text{Fibr}+\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$. В амфиболитах присутствует гранат. В этой части разреза среди метаморфических пород присутствуют в большом количестве послойные и секущие гранитные жилы мощностью от 20-30 см до 2-3 метров. Они смяты и будинированы согласно с вмещающими сланцами. В южной части разреза (южнее устья р. Эргийн-Ус) преобладают гранат-биотитовые с силлиманитом сланцы ($\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Sil}+\text{Pl}+\text{Qtz}$) с прослоями амфиболов. В породах присутствуют многочисленные следы мигматизации и плавления. Местами мигматиты секутся жилами пегматоидных мусковитовых гранитов ($\pm \text{Tur}, \text{Grt}, \text{Bel}$), эти жилы не деформированы и имеют резкие прямолинейные границы. Далее на юг толща мигматитов контактирует по разлому с зелеными сланцами, аналогичными сланцам, наблюдаемым в северной части разреза.

Минеральные ассоциации, установленные в образцах, характерны для эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений. Ставолит характеризуется железистостью 0.75-0.87 и содержанием ZnO менее 1 вес. %. Биотит из ставролитовых сланцев имеет железистость 0.36-0.5 и содержит 1.3-1.8 вес. % TiO_2 , биотит из мигматитов – железистость 0.42-0.52 и 1.77-2.35 вес. % TiO_2 . Гранаты из ставролитовой зоны характеризуются, как правило, ростовой зональностью, в них наблюдается понижение содержания от центра к краю спессартинового и гроссулярового компонентов, содержание пироба и альмандина изменяется незначительно и может как повышаться, так и понижаться от центра к краю зерен в разных образцах. Гранаты мигматитов характеризуются практически постоянным составом. Основность плагиоклаза колеблется от 0.22 до 0.41. P-T параметры метаморфизма оценены с использованием согласованной термодинамической базы термодинамических данных [Holland, Powell, 1994], а также с помощью Grt-Bt, Bt-Ms термометров, Grt-Pl-Ky(Sil)-Qtz, Grt-Pl-Ky(Sil)-Qtz, Grt-Ms-Pl-Bt геобарометров, расчет по Thermocalc [Ferry, Spear, 1997; Holland, Powell, 1998; Newton, Haselton, 1981; Koziol, Newton, 1989 и др.]. В кианит-ставролитовой зоне температура повышается от 550 до 675°C при давлении 5.5-7.7 кбар, для мигматитовой зоны оценки составляют от 600 до 720-745°C при давлении 5.5-7.6 кбар (**рис. 6.18**). Результаты реконструкции P-T эволюции пилитовых сланцев и амфиболов Бодончинского комплекса на основе набора минеральных геотермобарометров и моделирования минерального равновесия [Zorigtkhuu et al., 2011] также показаны на **рис. 6.18**. К сожалению, данная реконструкция проведена без привязки к возрасту фиксируемых метаморфических событий.

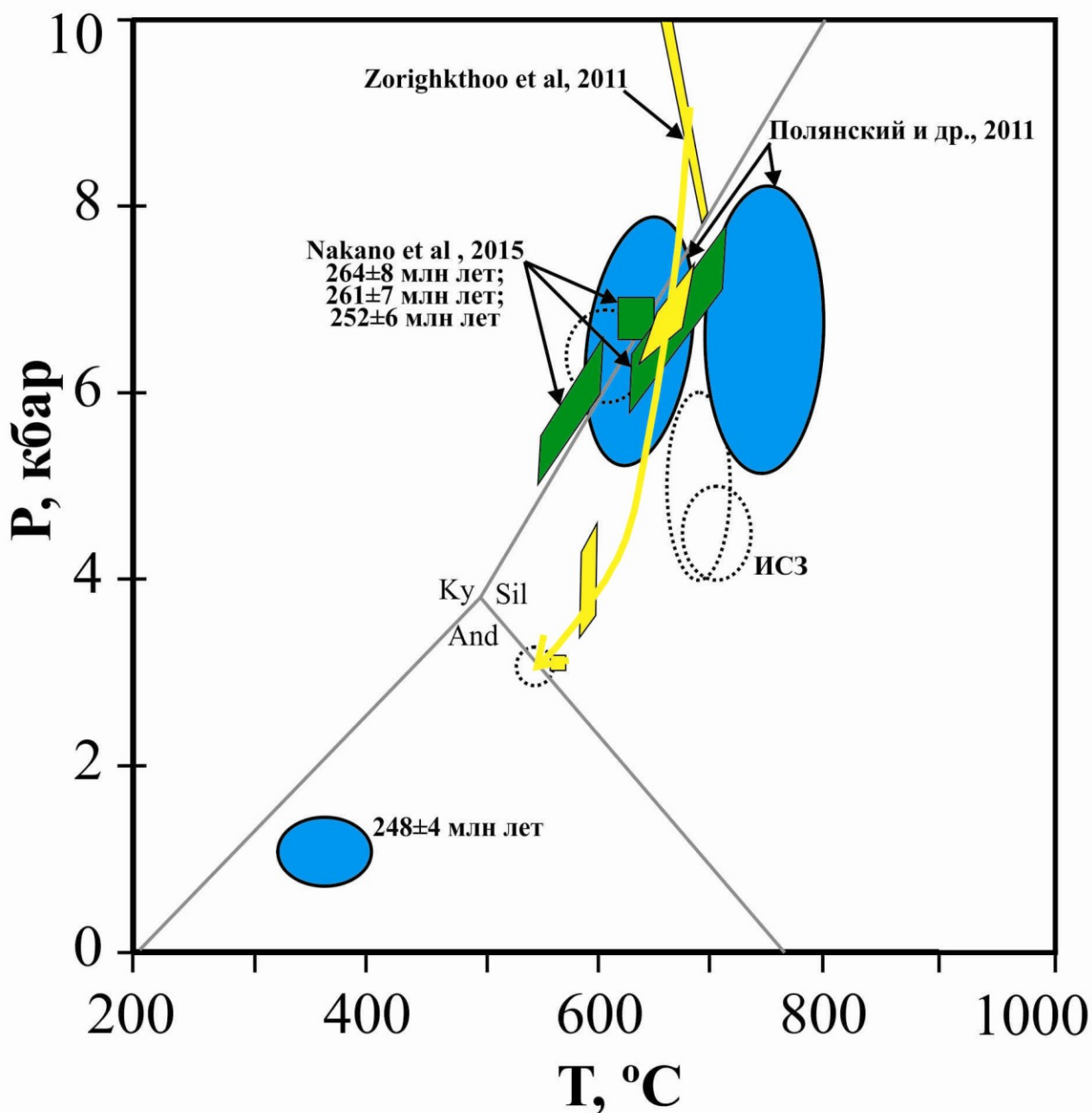


Рис. 6.18. Оценки P-T параметров глубокометаморфизованных пород участка Бодончин Монгольского Алтая [Полянский и др., 2011; Zorighkthoo et al., 2011; Nakano et al., 2015]. Штриховой линией показаны для сопоставления оценки P-T параметров для Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан).

С целью реконструкции термической истории региона выполнены определения U/Pb SHRIMP методом по циркону из лейкосомы мигматитов, синметаморфических гранитных жил, а также $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева по мусковиту, биотиту, амфиболу [Полянский и др., 2011; Сухоруков, Полянский, 2013]. Пробы отбирались из пород разных зон комплекса на разном удалении от Булганского разлома. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры приведены на рис. 6.19.

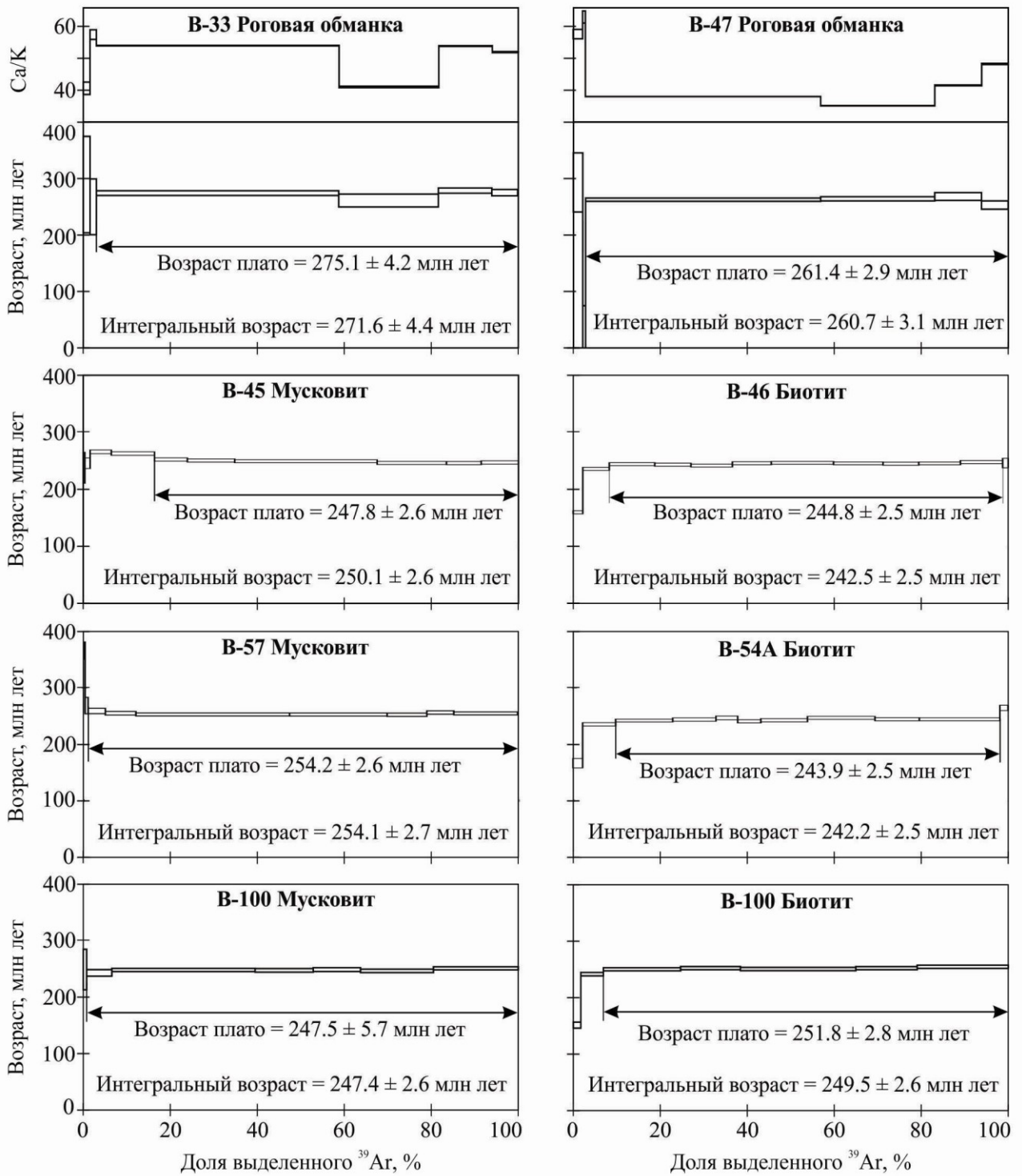


Рис. 6.19. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева слюд и амфиболов метаморфического комплекса Бодончин из зоны мигматитов (образцы В-45, В-46, В-54а) и из зоны ставролитовых сланцев (В-57 – гранитная жила в сланцах, В-33 – амфиболит, В-100 – ставролит-кианитовый сланец) [Полянский и др., 2011].

Во всех спектрах выделяется четкое возрастное плато, соответствующее закрытию К/Аг изотопной системы минерала. Оценки возраста по биотиту варьируют от 243.9 ± 2.5 до 251.8 ± 2.8 млн лет, по мусковиту – от 247.8 ± 2.6 до 254.2 ± 2.6 млн лет, по амфиболу – от

261.4 ± 2.9 до 275.1 ± 4.2 млн лет. Анализ пространственного распределения полученных геохронологических данных (рис. 6.20) позволяет заметить, что по всему разрезу Бодончинского метаморфического комплекса практически одновременно (среднее взвешенное – 248 ± 4 млн лет) произошло закрытие K/Ar изотопной системы в биотите и мусковите.

По всей видимости, в это время произошел подъем пород комплекса до глубины не более 5-7 км. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболу и U/Pb методом по циркону из синметаморфической гранитной жилы фиксируется этап с возрастом 263 ± 2 млн лет. Этот этап проявился наиболее интенсивно в пределах мигматитовой зоны, поскольку K/Ar изотопная система амфибола из зоны ставролит-кианитовых сланцев избежала полной потери радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$ (см. рис. 6.20). Относительно более древняя датировка по амфиболу из зоны ставролит-кианитовых сланцев (275 ± 4 млн лет) пока является единственной и требует независимого подтверждения.

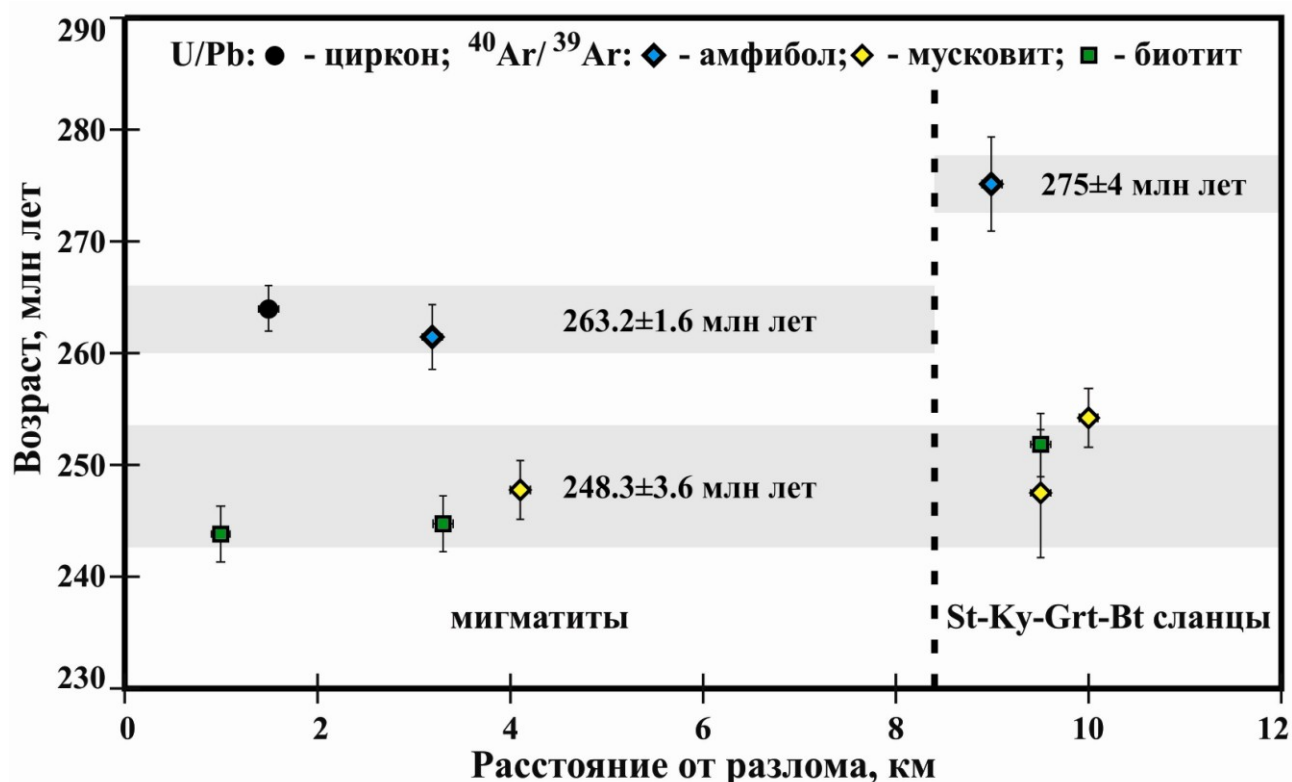


Рис. 6.20. Диаграмма зависимости величины измеренного U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста метаморфических пород комплекса Бодончин от расстояния до Булганского разлома.

Намеченные возрастные рубежи активных термических событий подтверждаются результатами in-situ U-Th-Pb электронно-зондового датирования по монациту [Nakano et al., 2015]. С одной стороны, по включениям монацита в ядрах граната из гранат-кианит-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов фиксируется раннее метаморфическое

событие (360 млн лет). С другой - по включениям монацита из внешних зон граната, а также по зернам монацита из матрицы гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов получены датировки в диапазоне 258-262 млн лет (см. **рис. 6.17**), что убедительно свидетельствует в пользу нарастания внешних зон граната во время позднего эпизода.

На основе данных гранат-биотитовой термометрии [Hodges, Spear, 1982; Dasgupta et al., 1991] и гранат-алюмосиликат-плагиоклаз-кварцевой барометрии [Hodges, Crowley, 1985; Koziol, Newton, 1988] для раннего (360 млн лет) события реконструируется повышение давления до 7 кбар при умеренных $T = 620-660^{\circ}\text{C}$. Позднее событие (263 ± 2 млн лет) характеризуется максимальными значениями $630-710^{\circ}\text{C}$ при 5.8-7.5 кбар для гранат-ставролит-силлиманит-биотитовых гнейсов и минимальными ($550-600^{\circ}\text{C}$ при 5.0-6.5 кбар) – для гранат-ставролит-кианит-биотитовых гнейсов (см. **рис. 6.18**) [Nakano et al., 2015]. На основании полученных данных это событие характеризуется высоким геотермальным градиентом ($\sim 25^{\circ}\text{C км}^{-1}$) и рассматривается как часть регионального тектонотермального события западной части Монгольского Алтая, связанного с интенсивным гранитоидным магматизмом.

На **рис. 6.21** приведена реконструкция термохронологической истории пород Бодончинского метаморфического блока.

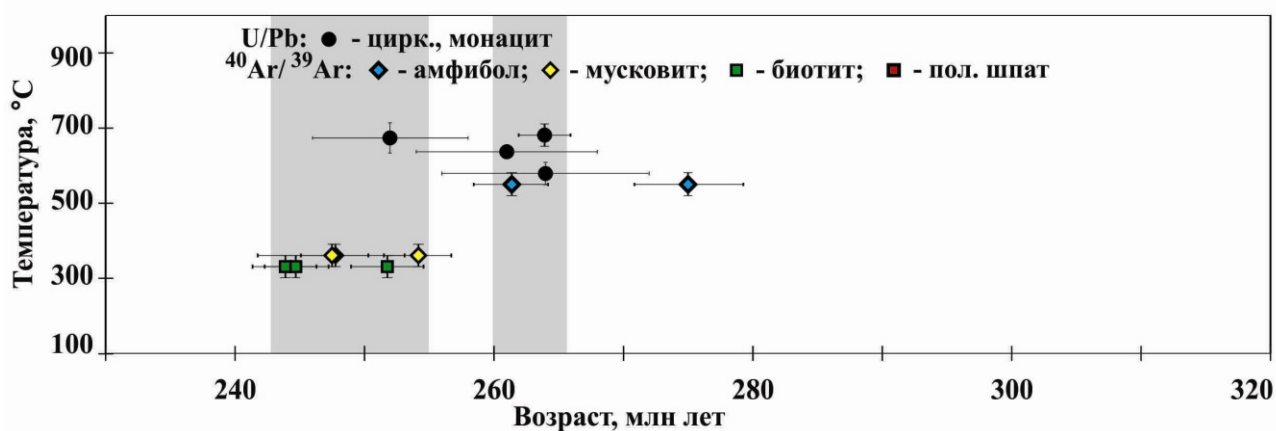


Рис. 6.21. Термическая эволюция пород Бодончинского блока Целской тектонической пластины [Полянский и др., 2011; Сухоруков, Полянский, 2013; Nakano et al., 2015].

Можно заметить, что следов этапов с возрастом 312, 286-278 млн лет, описанных в пределах Иртышской сдвиговой зоны Восточного Казахстана, связанных с интенсивным базитовым, гранитоидным магматизмом и сдвиговыми деформациями, в пределах Бодончинского блока изотопными системами не фиксируется. Если закрытие низкотемпературной K/Ar изотопной системы слюд, полевых шпатов в породах Восточно-Казахстанского сектора Иртышской сдвиговой зоны происходило практически сразу после каждого этапа высокоградного метаморфизма, то для Бодончинского блока это произошло только на последнем этапе – 248

± 4 млн лет назад. Это означает, что высокоградные породы были «заморожены» на промежуточной глубине на 10 млн лет и более.

6.3. Полиметаморфические комплексы Китайского Алтая

Китайский сектор Алтайского орогена преимущественно сложен в различной степени деформированными осадочными и вулканическими породами, гранитными интрузиями [Zou et al., 1998; He et al., 1990; Windley et al., 2002; Chen, Jahn, 2002; Xiao et al., 2009; Кеда и др., 2011]. Исследования последних лет показали, что глубокометаморфизованные породы, которые ранее считались фрагментами докембрийского фундамента, имеют U/Pb возрасты цирконов в основном от 466 до 528 млн лет, а все осадочные породы были преимущественно образованы в раннем палеозое [подробный обзор и литература – Кеда и др., 2011]. Кроме того, петрологические данные и геохимические составы пород указывают на то, что они, вероятно, были сформированы в обстановке активной, а не пассивной континентальной окраины, как предполагалось ранее. Детритовые цирконы и цирконы из гранитоидов (в основном – 543-421 млн лет), как правило, дают положительные значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$, что указывает на значительный вклад ювенильных мантийных источников в состав нижней коры. Таким образом, Китайский Алтай представляет собой субдукционно-аккреционный комплекс, образованный в палеозое [обзор и сводка литературы – Кеда и др., 2011].

Китайский Алтай разделяют на пять разделенных разломами тектонических единиц (**рис. 6.22**) по [He et al., 1990; Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004; Wang et al., 2006; 2009]. Единицы I и II состоят из девон-карбоновых вулканогенно-осадочных пород, неопротерозойско-ордовикских и, в меньшей степени, девонских осадочно-вулканогенных пород, испытавших метаморфизм зеленосланцевой фации. Единица III (Центрально-Алтайская) состоит в основном из неопротерозойско-ордовикских метаосадочных и метавулканических пород. Породы этой единицы, в основном, испытали метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Единица IV состоит из позднесилурийских-раннедевонских вулканических и пирокластических пород, испытавших метаморфизм от зеленосланцевой до верхнеамфиболитовой и локально – гранулитовой фации [Chen et al., 2006; Wang et al., 2009; Li et al., 2010]. Единица V (Иртышская) состоит из докембрийского фундамента и девонско-карбоновых вулканокластических пород, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Породы Иртышской тектонической единицы интенсивно деформированы Иртышской сдвиговой зоной с левосторонней кинематикой. Милонитовая зона в южной части Иртышской тектонической единицы (Иртышский разлом, см. **рис. 6.22**) рассматривается как граница, отделяющая структуры Китайского Алтая от девонско-карбоновых мета-вулканогенно-осадочных пород

интраокеанических островодужных систем Восточной/Западной Джунгарии [Ren et al., 1980].

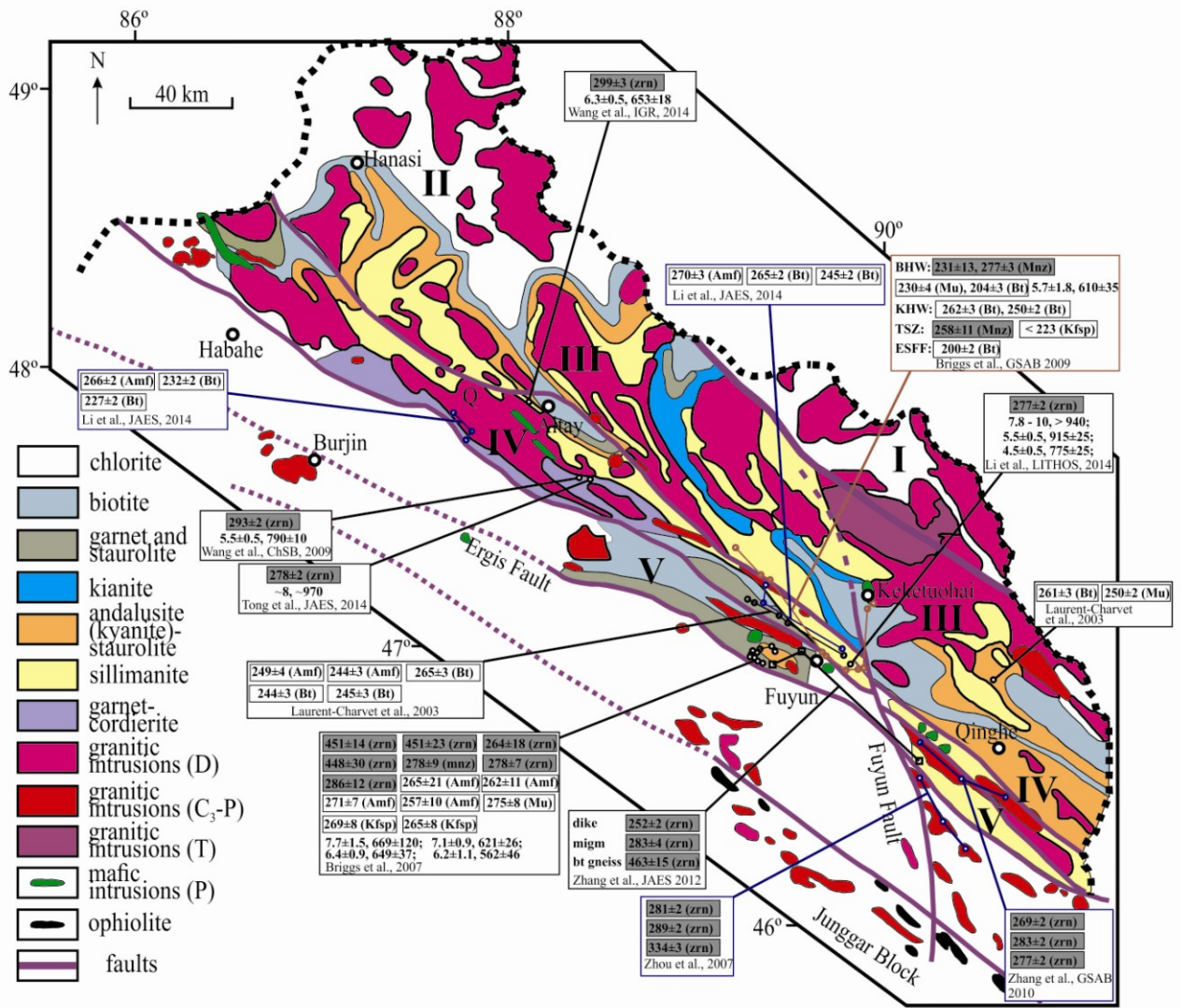


Рис. 6.22. Схема распространения метаморфических зон, гранитоидных батолитов, габброидных массивов Китайского Алтая по [Zhang et al., 2004; Wang et al., 2006; Jiang et al., 2010; Кеда и др., 2011; Tong et al., 2014 и др.]. Приведена сводка датировок и оценок P-T параметров, в основном, для постколлизийного этапа [Laurent-Charvet et al., 2003; Briggs et al., 2007; 2009; Zhou et al., 2007; Wang et al., 2009; Zhang et al., 2010; Zhang et al., 2012; Li et al., 2014; Tong et al., 2014]. Римскими цифрами обозначены тектонические единицы, пояснения см. в тексте.

Примерно 40% территории Китайского Алтая занято гранитоидами и ортогнейсами (см. рис. 6.22), состоящими, в основном, из ранне-палеозойских син-орогенных и поздне-палеозойских пост-орогенных и анорогенных гранитных тел, которые разделяются на тоналиты, гранодиориты, биотитовые граниты и, в меньшей степени, двуслюдяные граниты [Wang et al., 2006]. Возраст раннепалеозойских гранитоидов, расположенных, в основном, в северо-восточной части Китайского Алтая, находится в диапазоне от 450 до 370 млн лет. Они

характеризуются по геохимическим данным как островодужные [Wang et al., 2006; Yuan et al., 2007; Sun et al., 2008]. Позднепалеозойские гранитоиды имеют возраст в основном между 280 и 270 млн лет [Wang et al., 2006; Tong et al., 2006a; Zhou et al., 2007; Zhang et al., 2010; 2012] и мантийные геохимические характеристики [Tong et al., 2006b]. Кроме этого наблюдаются базитовые интрузивные породы мантийного генезиса и ультрабазитовые интрузивные комплексы с возрастом порядка 280 млн лет [Han et al., 2004; Chen, Han, 2006].

В Китайском Алтае наблюдается интенсивное развитие палеозойских метаморфических зон среднего- низкого давления (см. **рис. 6.22**) и структур гранито-гнейсовых куполов [Zhuang, 1993; Zhang et al., 2004; Wei et al., 2007]. Метаморфические зоны могут быть разделены на зоны кианитового и андалузитового типа. Высокотемпературная часть зон андалузитового типа развивается в гранат-кордиеритовые, достигая уровня метаморфизма гранулитовой фации [Zhuang, 1994; Wei et al., 2007; Wang et al., 2009]. Для гнейсов Китайского Алтая были получены Rb/Sr изохрона (по валу) с возрастом 365 млн лет [Zhuang, 1993] и U/Pb возраст по циркону (нижнее пересечение) равный 367 млн лет [Hu et al., 2002]. Эти девонские цифры возраста были интерпретированы, как возраст регионального метаморфизма зеленосланцевой – амфиболитовой фации [Windley et al., 2002; Wei et al., 2007]. Позднее, на основе U/Pb датировок по циркону, Th/Pb электронозондовых датировок по монациту был установлен возраст раннего метаморфизма амфиболитовой фации – 390-380 млн лет [Long et al., 2007; Zheng et al., 2007; Jiang et al., 2010]. Было предложено две гипотезы относительно истории формирования региона: девонская коллизия дуга-континент [Windley et al., 2002; Wang et al., 2006; Wei et al., 2007], или модель погружения в зону субдукции срединного океанического хребта с формированием астеносферного окна («slab-window»), сопровождавшимся метаморфизмом низкого давления – высоких температур [Windley et al., 2007; Sun et al., 2009; Jiang et al., 2010].

Для Китайского Алтая были также опубликованы датировки, полученные U/Pb методом по циркону, Th-Pb методом по монациту в диапазоне 290-260 млн лет [Hu et al., 2006; Chen et al., 2006; Briggs et al., 2007; Zheng et al., 2007; Wang et al., 2009 и другие], показывающие, что Алтайский ороген испытал интенсивное высокоградное тектоно-термальное событие в позднем палеозое. Сводка позднепалеозойских датировок приведена на **рис. 6.22**. Можно заметить, что позднепалеозойское событие наиболее интенсивно проявилось в пределах вытянутой на северо-запад полосы, включающей тектонические единицы IV, V. Оценки P-T параметров позднепалеозойского метаморфизма и реконструкции трендов приведены на **рис. 6.23**, сводка термохронологических данных – на **рис. 6.24**. С учетом имеющихся данных регион испытал в позднем палеозое несколько этапов метаморфизма низкого давления-высоких температур.

Для метаморфических пород раннего этапа с возрастом 299-293 млн лет реконструируется проградный прогрев (до 800°C и более) при относительно низких давлениях, интерпретируемый в контексте обстановки пост-орогенного растяжения под воздействием мантийного плюма [Wang et al., 2009; 2014]. Прогрев до значительно больших температур (> 940°C) испытали метаморфические породы следующего этапа с возрастом 276-280 млн лет [Li et al., 2014; Tong et al., 2014]. Для них реконструируется P-T траектория против часовой стрелки (см. **рис. 6.23**). После пика гранулитового метаморфизма следовала стадия изотемической декомпрессии, затем – стадия охлаждения при 4-5 кбар.

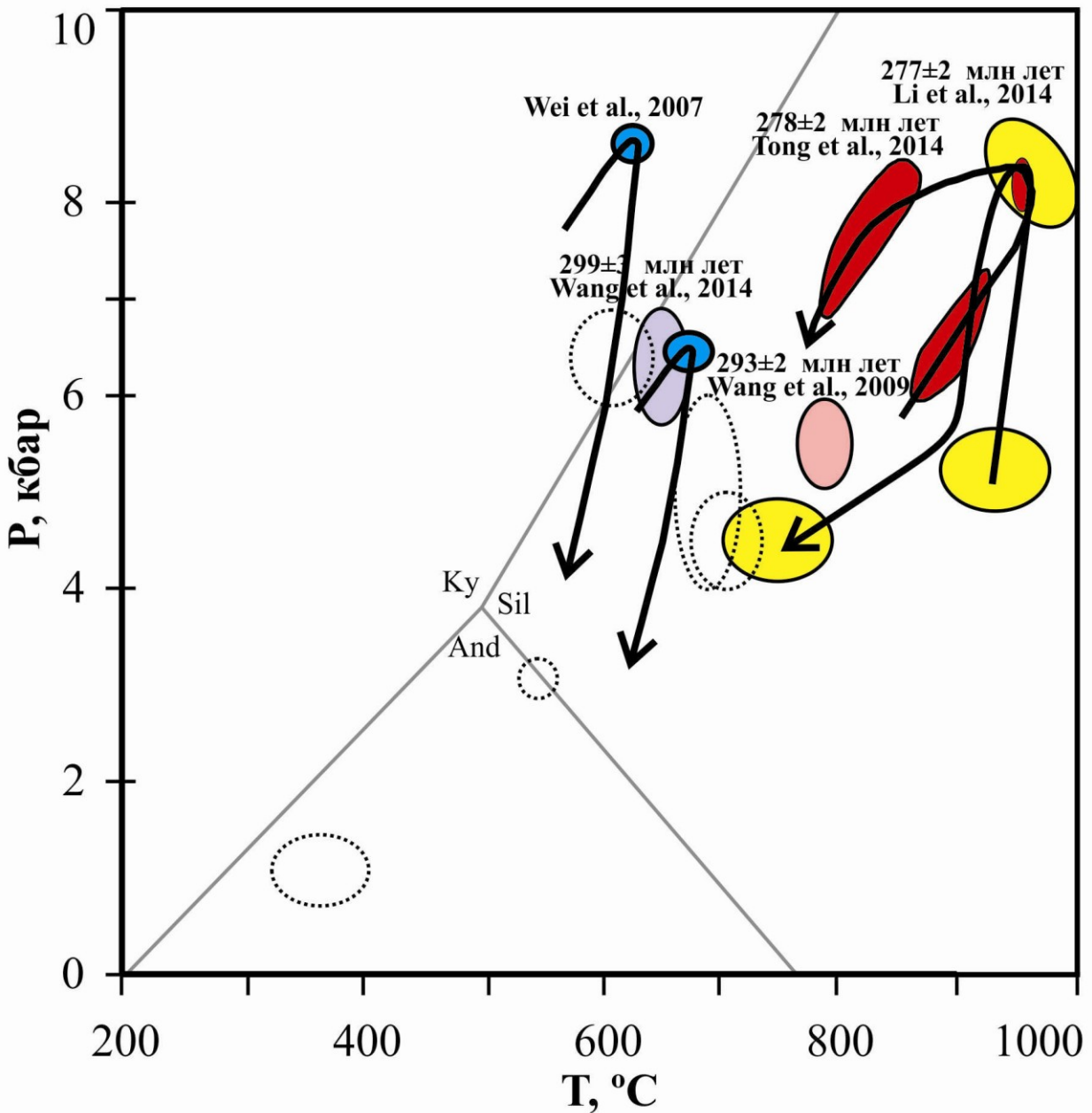
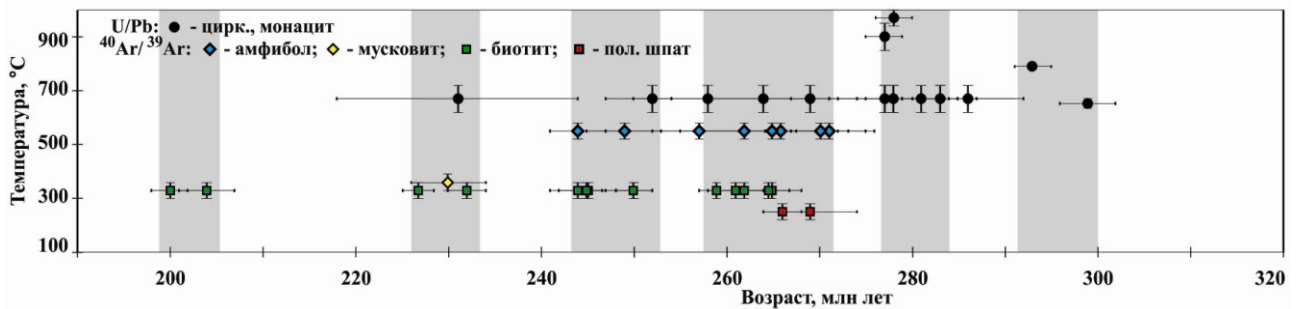


Рис. 6.23. Оценки P-T параметров постколлизийного этапа для глубокометаморфизованных пород Китайского Алтая [Wang et al., 2009; 2014; Li et al., 2014; Tong et al., 2014]. Штриховой линией показаны для сопоставления оценки P-T параметров для Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан).

Авторы предполагают, что формирование ультравысокотемпературных гранулитов произошло в обстановке растяжения во время интенсивных левосторонних движений вдоль Иртышской сдвиговой зоны после окончания субдукционных процессов и формирования астеносферного окна за счет отрыва слэба [Li et al., 2014], либо, учитывая пространственную и временную связь с мантийными базитовыми интрузиями (280 млн лет), - в обстановке растяжения при андерплейтинге мантийных базитовых расплавов, связанных с Таримским мантийным плюмом [Tong et al., 2014].

В пределах кийского сектора Иртышской сдвиговой зоны описано три эпизода деформаций [Li et al., 2014]. Ранний эпизод D₁ интерпретируется как фаза сжатия, предшествующая коллизионному утолщению коры. Структуры D₁, испытавшие сильные



наложенные воздействия, слабо сохранились.

Рис. 6.24. Термическая эволюция пород высокоградных метаморфических комплексов Китайского Алтая [Laurent-Charvet et al., 2003; Zhang et al., 2007; 2010; Briggs et al., 2007; Zhou et al., 2007; 2009; Wang et al., 2009; 2014; Li et al., 2014; Tong et al., 2014].

Эпизод D₂ интерпретируется как субвертикальное сплющивание и параллельное орогену растяжение, связанное с гравитационным коллапсом. Ориентировка сланцеватости S₂ СЗ-ЮВ, субгоризонтальная. Эпизод D₃ характеризуется транспрессией, проявившейся в параллельной орогену сдвиговой деформации с левосторонней кинематикой и перпендикулярной орогену складчатости [Laurent-Charvet et al., 2002; Briggs et al., 2007; Jiang et al., 2015; Li et al., 2015; Zhang et al., 2015].

На основе ⁴⁰Ar/³⁹Ar данных возраст сдвиговых деформаций D₃ в пределах китайского сегмента ИСЗ ограничивается в диапазоне 290-252 млн лет (см. **рис. 6.22**) [Laurent-Charvet et al., 2003; Briggs et al., 2007; 2009; Zhang et al., 2012; Li et al., 2015]. Поздняя граница диапазона фиксируется возрастом гранитоидных даек, секущих зоны интенсивных сдвиговых деформаций в пределах ИСЗ [Zhang et al., 2012]. Этот рубеж может быть уточнен до величины 280 млн лет на основе границы между деформированными и не деформированными гранитоидными и базитовыми интрузиями пермского возраста

(рассмотрено более 30 интрузий) [Tong et al., 2014], расположенными, в основном, в пределах IV и V тектонических единиц Китайского Алтая (см. **рис. 6.22**). Наиболее ранняя граница диапазона определяется U/Pb датировками метаморфического циркона из милонитовых зон [Briggs et al., 2007; Zhang et al., 2007; 2010]. На основе имеющихся изотопных данных возраст деформаций этапов D₁-D₂ ограничивается в диапазоне 322-280 млн лет. Ранний возрастной рубеж определяется минимальными значениями U/Pb возраста детритовых цирконов из слюдистых сланцев [Li et al., 2015].

Таким образом, возраст основных этапов деформаций D₁, D₂, D₃ китайского сегмента ИСЗ соответствует сближению Китайского Алтая с интраокеаническими островодужными системами Восточной и Западной Джунгарии [Cai et al., 2012; Li et al., 2014; 2015], характеризуя стадии утолщения, гравитационного коллапса, транспрессии соответственно. Наиболее молодой возраст изверженных пород надсубдукционного генезиса в пределах Китайского Алтая $\sim 313 \pm 13$ млн лет [Cai et al., 2012] позволяет предположить, что закрытие Обь-Зайсанского океана между Китайским Алтаем и Восточной/Западной Джунгарией произошло в позднем карбоне.

На основе совпадения многочисленных датировок, полученных ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом (слюды, амфиболы, полевые шпаты), U/Pb методом по циркону, Th/Pb электронно-зондовым методом по монациту из метаморфических (гнейсы, амфиболиты) и магматических пород (дайки) для Китайского Алтая может быть сделан вывод о проявлении нескольких импульсов тектоно-термальной активности с возрастом 270-258 млн лет, 253-243 млн лет, 233-227 млн лет, 210-198 млн лет (см. **рис. 6.24**). Эти события, по всей видимости, являются внутриконтинентальным откликом на происходящие в соседних регионах коллизионные события, такие, например, как закрытие Джунгарского, Монголо-Охотского океанов [Briggs et al., 2009]. Последний эпизод с возрастом 210-198 млн лет фиксируется закрытием K/Ar изотопной системы слюд из гнейсов (северо-восточнее разлома Барилс и восточнее разлома Фуюн [Briggs et al., 2009]), совпадает с возрастом триасового монцогранитного плутона Алаер (см. **рис. 6.22**, 210 ± 3 , 212 ± 2 млн лет, U/Pb, циркон [Wang et al., 2009]).

6.4. Обсуждение

Для реконструкции геодинамической эволюции алтайских герцинид большое значение имеет анализ тектонотермальной истории отдельных секторов Алтайского орогена – Восточно-Казахстанского, Китайского, Западно-Монгольского. Общими чертами рассматриваемых регионов является активный характер окраины в доколлизивной истории, закрытие соответствующих участков Обь-Зайсанского океана примерно в одно время (средний - верхний карбон) в результате субдукции, направленной в сторону Сибирского

континента, формирование высокоградных (высокотемпературных) метаморфических комплексов и проявление в разной степени интенсивности гранитоидного магматизма и базитового магматизма мантийного генезиса.

Уникальная информация может быть получена в результате детального сопоставления реконструированных для трех секторов Алтайского орогена термических историй (рис. 6.25). Как было показано выше, для Восточно-Казахстанского и Китайского секторов проявление интенсивных деформаций, соответствующих различным стадиям формирования коллизионной системы, ограничивается интервалом от позднего карбона (начало коллизии) до возрастного рубежа 280 млн лет, при этом, интервал проявления сдвиговых деформаций с левосторонней кинематикой должен быть значительно уже.

Бросается в глаза, что для зонального комплекса Бодончин Монгольского Алтая изотопными методами следов интенсивных сдвиговых деформаций в диапазоне возраста древнее 280 млн лет не зафиксировано (см. рис. 6.25).

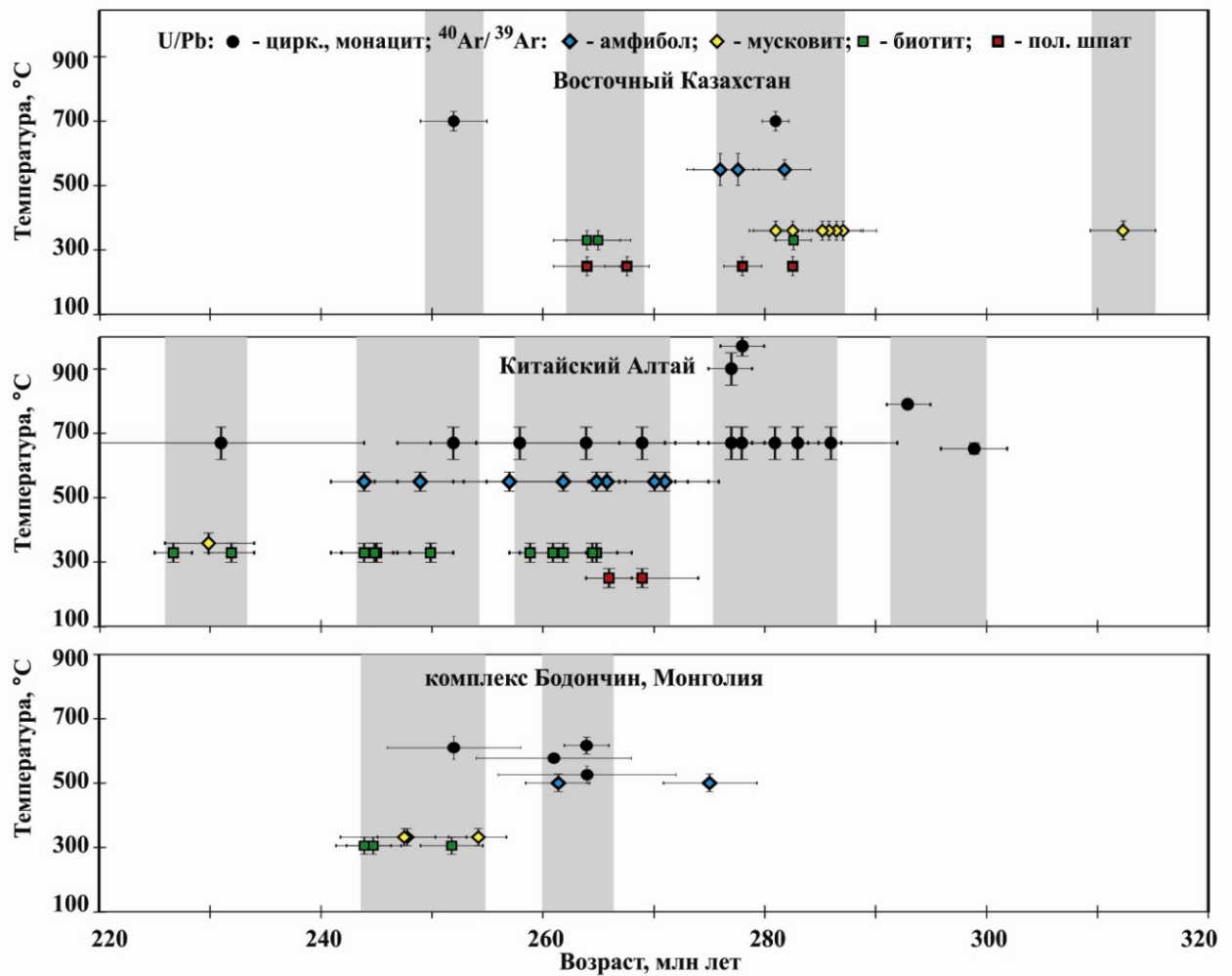


Рис. 6.25. Сопоставление термических историй Восточно-Казахстанского, Китайского и Монгольского (комплекс Бодончин) Алтая.

Логично предположить, что в пределах Монгольского Алтая сдвиговые деформации проявились значительно слабее, настолько, что изотопная «память» о них была стерта поздними событиями. В качестве альтернативного варианта может быть рассмотрено предположение о том, что юго-западная часть пород зонального комплекса Бодончин, граничащая с Булганским разломом и являющаяся аналогом - продолжением Иртышской тектонической единицы Китайского Алтая (см. **рис. 6.17, 6.22**), была эродирована во время поздних тектоно-термальных событий.

6.5. Основные выводы

Возраст интенсивных сдвиговых деформаций с левосторонней кинематикой в пределах Восточно-Казахстанского участка Иртышской сдвиговой зоны и Китайского Алтая - 282 ± 1 млн лет, либо древнее. Интегральная амплитуда смещения в пределах ИСЗ не должна превышать $n \cdot 10$ км, что на два-три порядка меньше приписываемой ИСЗ на основании геодинамических построений и палеомагнитных данных [Sengor et al., 1993; Choulet et al., 2011].

В пределах линейной зоны сочленения ранне- и позднепалеозойских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса проявлены дискретные во времени импульсы активных термических событий, сопряженных с мантийно-коровым магматизмом и метаморфизмом HP/LT, HT/LP типов с периодичностью 25-15 млн лет: 320-310, 300-290, 286-278, 270-260, 254-245, 233-227, 210-198 млн лет, при этом этапы после 280 млн лет соответствуют, скорее всего, внутриконтинентальным откликам на происходившие в соседних регионах ЦАСП коллизионные события.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амирханов Х.И., Брандт С.Б., Бартницкий Е.Н. Радиогенный аргон в минералах и горных породах // Махачкала, 1960, препринт ИФ ДФ АН СССР.

Амирханов Х.И., Брандт С.Б., Батырмурзаев А.С. Физические основы калий-аргоновой геохронометрии // Махачкала, 1979, препринт ИФ ДФ АН СССР.

Амирханов Х.И., Батырмурзаев А.С., Брандт С.Б. О задаче нахождения исходного К-Аг возраста породы по дискордантным возрастам ее минеральных фракций. В книге «Влияние физических процессов на калий-аргоновый возраст минералов» (Отв. Ред. Х.И. Амирханов), Махачкала, 1981, препринт ИФ ДФ АН СССР. С. 5-22.

Батырмурзаев А.С. Миграция калия и радиогенного аргона в минералах. Махачкала: Дагкнигоиздат, 1982. 207 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Санкт-Петербург: Наука, 2004. 174 с.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Чючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических Алтае-Саянской области. Геология и геофизика, 1996, т.37, N 1, с.63-81.

Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Сезько А.И., Федоровский В.С. Возраст гранитов Приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода. // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 2. С. 462-466.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др., U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулешко И.К. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. 1992. №.2. С. 104-112.

Борисова Е.Ю., Бибилова Е.В., Добрженецкая Л.Ф., Макаров В.А. Геохронологическое изучение цирконов гранито- гнейсов Кокчетавского алмазоносного района // Доклады РАН. 1995. Т.343. N 6. С.801-805.

Брандт С.Б., Коваленко В.И., Волкова Н.В., Кривинцов П.П. Опыт калий-аргоновой геотермометрии и оценка термодинамических параметров формирования интрузивных тел // Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 1.

Брынцев В.В., Салаев А.В., Сумин Л.В. Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере. Иркутск, 1989. С. 46-48.

Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. Наук. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998, 44 с.

Буслов М.М. **Травин А.В.** Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Центральной Азии) // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 1998. С. 77-80.

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю. и др. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 383-397.

Буслов М.М. **Травин А.В.** Смирнова Л.В. Геохронология и структурный анализ позднепалеозойских разломных зон Горного Алтая // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 25-27 ноября 2003 г. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 92-94.

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 // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 49-75.

Буслов М.М. Жимулев Ф.И. Травин А.В. Новые данные о структурном положении и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасте метаморфизма пород средних-низких давлений

(даулетской свиты) Кокчетавского метаморфического пояса Северного Казахстана и их тектоническая интерпретация // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 1. С. 82-86.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600-1627.

Виноградов А.П., Задорожный И.К., Зикор С.И. Изотопный состав свинца и возраст Земли // Доклады академии наук СССР, 1952, Т. 85. С. 1107-1110.

Владимиров В.Г. // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 731. Новосибирск: Наука, 1990. С.24-39.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады академии наук. 1999. Т. 369. № 6. С. 795-798.

Владимиров В.Г., Травин А.В., Плотников А.В. и др.// Материалы международного научного семинара “Структурный анализ в геологических исследованиях”. Томск: ЦНТИ, 1999. С. 60-64.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 398-413.

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. 1157-1178.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.

Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья. // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 5. С. 643-649.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимирова В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюм-тектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии. Москва. ГЕОС. 2005. С. 277-308.

Владимиров В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С., **Травин А.В.**, Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилены (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82-88.

Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Хромых С.В., **Травин А.В.**, Юдин Д.С. Метаморфизм и магматизм Чернорудской зоны Ольхонского региона, Западное Прибайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН. Т. 1. Иркутск, 2006. С. 57-61.

Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., **Травин А.В.**, Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б., Крук Н.Н. Изотопная геология ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы Всероссийской петрографической конференции. Томск, 26 – 29 нояб. 2007 г. Томск: Изд-во ТГУ, 2007. Вып. 6. С. 35-40.

Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., **Травин А.В.**, Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2008. Т. 423, № 5.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимирова В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский

магматизм и деформации литосферы как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621-636.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793-799.

Владимиров В.Г., Савинский И.А. Происхождение ставролит-дистеновых сланцев в милонитах Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): Материалы Российско-Казахстанского научного совещания (Усть-Каменогорск 13 - 20 июня 2012 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. С. 12-14.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 177-201.

Волкова Н.И. **Травин А.В.** Юдин Д.С. Ордовикский глаукофансланцевый метаморфизм в Горном Алтае и проблемы его геодинамической интерпретации // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 20-23 октября 2003 г.). - Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003. - С. 46-50.

Волкова Н.И. Ступаков С.И. Третьяков Г.А. Симонов В.А. **Травин А.В.** Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны - свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае // Геол. и геофиз. 2005. Т. 46. № 4. С. 367-382.

Волкова Н.И., Складчиков Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 109-119.

Волкова Н.И., **Травин А.В.**, Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г. Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования метаморфических пород

Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2008. Т. 420, №4. С. 512-515.

Волкова Н.И., Тарасова .Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2008. Т. 46. № 4. С. 422-437.

Волкова Н.И. Ступаков С.И. Бабин Г.А. Руднев С.Н. Монгуш А.А. **Травин А.В.** Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта: геохимия, природа протолита, возраст // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН (Иркутск, 14-18 октября 2008 г.). - Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2008. Т. 1. С. 71-73.

Волкова Н. И., Владимиров А. Г., Травин А. В., Мехоношин А. С., Хромых С. В., Юдин Д. С., Руднев С. Н. U–Pb изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797-800.

Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизийных событий в Центрально-Азиатском подвижном поясе // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 91-106.

Волкова Н.И., Симонов В.А., Травин А.В., Ступаков С.И., Юдин Д.С. Эклогиты Чарской зоны, СВ Казахстан: новые геохимические и геохронологические данные // Геохимия. 2015. № 12. С. 1-7.

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 96-122.

Герлинг Э.К. Влияние плотной упаковки кристаллов на диффузию гелия // Доклады академии наук СССР, 1939, Т. 24. С. 274-277.

Герлинг Э.К., Титов Н.Е. О К-распаде калия. // Известия академии наук СССР, Серия химическая, 1949, № 2, С. 128-133.

Герлинг Э.К., Титов Н.Е., Ермолин Г.М. Определение константы К-захвата ⁴⁰K. // Доклады академии наук СССР, 1949, Т. 68, С. 553-556.

Герлинг Э.К., Яценко М.Л., Левский Л.К., Овчинникова Г.В. Определение возраста слюд рубидий-стронциевым методом // Геохимия, 1958, № 6, С. 535-544.

Герлинг Э.К. Современное состояние аргонового метода абсолютного возраста и его применение в геологии. М.-Л. 1961.

Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Юго-восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 11. С.26-34.

Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Доклады РАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489-492.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конс З. Возраст камптонитовых даек Агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилен на основании Ar/Ar и U/Pb датировании // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998-1013.

Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии – раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами. // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Москва, 2004. 36 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571-588.

Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области Новосибирск: Наука, 1979. 155 с.

Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск: Наука, 1987. 158 с.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 78. С. 59-75.

Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимические особенности метатерригенных пород Арзыбейского и Дарбинского блоков неопротерозойского аккреционного пояса юго-западного обрамления Сибирского кратона: реконструкция источников сноса и условий образования осадков // Литосфера. 2006. № 3. С. 28-44.

Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Пукинская О.С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 1. С. 200-203.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. 1974. Новосибирск: Наука, 430 с.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). – Новосибирск, Наука, 1977, с. 128-156.

Добрецов Н.Л., Ермолов Н.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск. Наука. 1979. С. 196-219.

Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра. 1981. 236 с.

Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. Новые данные по минералогии эклогит-глаукофансланцевого максютовского комплекса // Докл. АН СССР. 1988. Т. 294. № 2. С. 375–380.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 413-417.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Применение двуслойной конвекции к структурным особенностям и геодинамике Земли // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 3-26.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика / РАН. Сиб. Отд-ние. Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1994. 299 с.

Добрецов Н.Л., Колман Р.Г., Берзин Н.А. (ред.) Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. Доклады IV Международного симпозиума по проекту IGCP-283. 1994. Т. 35. № 7-8. 269 с.

Добрецов Н.Л. Метаморфизм и тектоника // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 4-23.

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №12. с.1645–1666.

Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или важная геологическая закономерность // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 430-459.

Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектонич. Совещ. М., 2000. С. 155-156.

Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 451-476.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Гея, 2002. 373 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Экспериментальное и теоретическое моделирование влияния зон субдукции на конвективный теплообмен и структуру течения в астеносфере, нижней мантии и внешнем ядре // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 182-185.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т.44. №1-2. С. 5-27.

Добрецов Н.Л. Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско - раннекаридокская коллизионно-субдукционная зона // Доклады РАН. 2005а. Т. 402. № 2. С. 212-216.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан. // Геология и Геофизика. 2005б. № 8. С. 806-816.

Добрецов Н.Л. Буслов М.М. Жимулев Ф.И. **Травин А.В.** Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны // Геол. и геофиз. 2006а. Т. 47. № 4. С. 428-444.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубатто Д., Симонов В.А., Друзяка Н.В. Челкарский габбро-пироксенитовый массив: структурное положение, геохимия, возраст // Геология и геофизика. 2006б. №2, с. 475-484.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93-108.

Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Л. Наука. 1982. 184 с.

Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб., Изд-во ИГиГД РАН. 1995. 272 с.

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.

Дьячков Б.А. Генетические типы редкометальных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск. ВКГТУ. 2012. 130 с.

Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы // Новосибирск: Наука. 1977. 246 с.

Ермолов П.В., Полянский Н.В. Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометальной Калбы // Геология и геофизика. 1980. № 3. С.49-57.

Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В., Клемина Н.Л., Хомяков В.Д., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. 1981. Алма-Ата: Наука КазССР. С. 103-178.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука. 1983. 207 с.

Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана: Монография. Караганда. Издательско-полиграфический центр Казахстано-Российского университета. 2013. 206 с.

Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В. и др. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.

Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Друзяка Н.В., **Травин А.В.** Структурное положение и петрология эклогитов

позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геол. и геоф. 2010. Т. 51. № 2. С. 240-256.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.

Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лицарев М.А. Возраст Слюдянских флогопитовых месторождений (данные метода ^{39}Ar - ^{40}Ar) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 92-98.

Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 219 с.

Иванов А.В. Систематическое различие между U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками: причина и способ учета // Геохимия. 2006. № 10. С. 1125-1131.

Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю. Палеозойские микрофоссилии Чарского пояса, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 145-151.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений. // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири: материалы науч. Конф. Новосибирск, 2001. С.68-72.

Изох А.Э., Поляков В.Г., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы - свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 6. С. 794-797.

Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса // Геология и Геофизика. 1991. №3. С. 109-119.

Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1997. 16 с.

Кеда К., Мин С., Чао Ян, Хиापонин Л., Венджио Х. Обзор геологического строения Китайского Алтая (Северо-Западный Китай) и его тектонической эволюции в палеозое // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2056-2074.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П. и др., // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21-41.

Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л., Наука. 1986. 144 с.

Козаков И.К., Бибилова Е.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Кирнозова Т.И., Котов А.Б. U-Pb возраст гранитоидов каледонид южного склона Монгольского Алтая // Докл. АН. 1997. Т. 353. №3. С. 369-371.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U/Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 174-190.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22-43.

Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибилова Е.В., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 1. С. 82-87.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491-511.

Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Эрдэнэжаргал Ч. Возрат и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 133-159.

Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника. 2011. № 3. С. 7-30.

Конев А.А., Грудинин М.И., Остапенко Ю.П. Тажеранский щелочно-габброидный массив в Приольхонье // Геология и геофизика. 1967. № 8. С. 120-122.

Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. Петрология метаморфических пород Приольхонья // Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии междунар. Симпоз. Иркутск, 1981. С. 70-80.

Корсаков А.В., **Травин А.В.**, Юдин Д.С., Маршал Х.Р. Турмалин как $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронометр на примере метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 531-533.

Костицын Ю.А., Вагин С.Л. Экспериментальные исследования миграционной способности радиогенного стронция. // Геохимия. 1993. № 5 С. 47-57.

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) // ДАН, 2015, том 462, № 5. С. 572-578.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380-393.

Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd-изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 3. С. 395-397.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Падерин И.П. Плагиигранитный магматизм Рудного Алтая // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I международной геологической конференции (Улан-Удэ, 26-29 августа 2008 г.). – Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. – С. 210-211.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.

Левский Л.К., Морозова И.М., Саватенков В.М. Изотопные геотермометры: возможности и ограничения // Петрология. 2003. Т.11. №4. С.391-404.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1978, 230 с.

Лепезин Г.Г. **Травин А.В.** Юдин Д.С. Волкова Н.И. Корсаков А.В. Возраст и термическая история Максютковского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 109-125.

Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья (Юго-Западное Прибайкалье) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 1. С. 171-174.

Летников Ф.А., Халилов В.А. К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Докл. РАН. 1994. т. 334. №3. с. 352-355.

Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // Докл. РАН. 1995. Т. 344, № 1. С. 96-100.

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. 246 с.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1992. №6. С. 771 –786.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов различных комплексов Приольхонья и острова Ольхон. (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 5. С. 679–685.

Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и талачанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия. 2010. № 10. С. 1040-1048.

Маринов Н.А., Хазин Р.А., Борзаковский Ю.А., Зоненшайн Л.П. Геология народной республики Монголия. 1973. № 2. 77 с.

Марьин А.М. // в кн. "Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области". Алма-Ата:Наука. 1981. С.52-72.

Мехоношин А. С., Глазунов О. М., Бурмакина Г. В. Геохимия и рудоносность метагабброидов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1986. 102 с.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Петрология

магматических и метаморфических комплексов: Материалы совещания. Томск, 2001. С. 165-170.

Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б., Орсов Д.А. Базит-ультрабазитовые комплексы зоны сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона // Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 174 – 177.

Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Волкова Н.И., **Травин А.В.**, Колотилина Т.Б., Хромых С.В., Юдин Д.С. Базит-ультрабазитовый магматизм Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья: состав, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, структурная позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. Иркутск, 19-22 окт. 2004 г. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 2. С. 40-43.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсов Д.А., Владимиров А.Г., **Травин А.В.**, Хромых С.В., Юдин Д.С. Индикаторная роль базит-ультрабазитовых комплексов в интерпретации геодинамической природы тектонических блоков южного обрамления Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2005. Т. 2. С. 49-53.

Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., **Травин А.В.**, Юдин А.В., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1562-1582.

Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования двух типов гранитных даек, связанных с Бирхинским массивом габброидов в Приольхонье (З. Прибайкалье) // XVII симпозиум по геохимии стабильных изотопов: Тез. докл. М.: ОНЗ РАН, 2004. С. 169-171.

Морозова И.М., Меленевский В.Н., Левский Л.К. О влиянии структурно-кристаллохимического фактора на кинетику выделения радиогенного аргона из минералов // Под ред. Э.К. Герлинга, О.А. Левченкова. – Л.: Наука, 1982. С. 32-49.

Морозова И.М., Рублев А.Г. Калий-аргоновые системы полиметаморфических пород // Под ред. Шуколюкова Ю.А. М.: Наука, 1987. С. 19-28.

Морозова И.М., Спринсон В.Л., Алферовский А.А. О характере выделения ^{40}Ar из биотитов зоны контактового метаморфизма // Геохимия, 1973, № 5, С. 732-738.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, №6. с.3-33.

Мурзинцев Н.Г., Травин А.В. Корреляция термических историй и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста асинхронно развивающихся массивов // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии, 2-5 июня 2015 г. ИГГД РАН. Санкт-Петербург. С. 181-183.

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. «КазГео». 2011. № 4. С. 66-72.

Нехорошев В.П. // Изв. ВМО, 1939, Сер.2, Ч.168, Вып.3, с. 470-479.

Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х. Морфология Озерского и Крестовского габброидных массивов Прибайкалья // Сов. геология. 1982. № 5. С. 110-116.

Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М., **Травин А.В.**, Дмитриева Н.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 241-246.

Павленко Э.Ф. Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 8-14.

Павленко Э.Ф. Геохимия и петрология ультрабазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 1992. 22 с.

Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Наука, 1964. 128 с.

Перчук А.Л., Япаскурт В.О., Подлесский С.К. Условия формирования и динамика подъема эклогитов Кокчетавского массива (район горы Сулу-Тюбе) // Геохимия. 1998. № 10. С. 979-988.

Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. №3. С.343-347.

Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): полемический пересмотр опубликованных данных // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тезисы докладов Всероссийской конференции по изотопной геохронологии. – Москва, 2001. С.261-264.

Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др.. Sm/Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 2. С. 228-232.

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. 605-620.

Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1979. № 5. С. 66-78.

Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С. Реконструкция немонотонной термической эволюции метаморфического зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геол. и геофиз. 2011. Т. 52. № 9. С. 1256-1275.

Пушкарев Ю.Д. Актуальные проблемы K-Ar геохронометрии: Докл. на 1 Всесоюз. школе по изотопной геохронологии (5-12 мая 1976 г.) // АН СССР. Геол. ин-т. Кольский фил. Апатиты, 1977. Препринт. 54 с.

Пушкарев Ю.Д. О моделях потери радиогенных изотопов минералами // Критерии надежности методов радиологического датирования / Ред. Харнас О.А., Издательство Наука, 1979, С. 61-75.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 28-39.

Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 2000. Т. 8. № 1. С. 74-86.

Родыгин А.И., Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск, Изд-во Том. Ун-та, 1979, 200 с.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). // Тр. ГИН РАН; Вып. 545. М.: Научный мир. 2001. 188 с.

Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm-Nd; Rb-Sr; K-Ar; U-Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия, 2004, № 10, с. 1027-1049.

Савельева В.Б., **Травин А.В.**, Зырянов А.С. ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 4. С. 523-526.

Савинский И. А., Владимиров В. Г., Сухоруков В. П. Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2015, 1(21), 15-22.

Сарбаа Я.В., Токунов В.Ф., Вареник В.Г., Леляк Н.Я., Кольчиков И.М., Топорков А.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Коярд, Ореш, Омул, Стерлиг, Туран в пределах листов N-46-128-A (в, г), Б (в, г), В, Г. (Окончательный отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 Орешской ГСП по работам 1970-72 гг.). Кызыл. ТТФГИ. 1973. 304 с.

Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 527-547.

Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 156-171.

Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск. Наука. 1980. 215 с.

Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В. Петрогенезис островодужных комплексов Чарской зоны, Восточный Казахстан // Петрология. 2010. Т. 18(6). С. 59-72.

Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Васильев Е.П., Летникова Е.Ф. Палеогеодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса и зон его сочленения с Сибирским кратоном // Литосфера Центральной Азии. - Новосибирск: Наука, 1996. - С. 16-27.

Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа // Новосибирск. Изд.-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ. 1997. 182 с.

Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А. Метаморфизм и тектоника. - М.: Изд-во "Интермет Инжиниринг", 2001. - 216 с.

Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 4. С. 522-527.

Соколова Е.Н. Физико-химические условия кристаллизации гранитных расплавов редкометальных дайковых поясов // Диссертация на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. 2014. Новосибирск. 182 с.

Старикова А.Е., Скляр Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Жильные кальцифиры и контактовые магнезиальные скарны Тажеранского массива (Западное Прибайкалье): возраст и генезис // Доклады академии наук. 2014. Т. 457. № 5. С. 586-590.

Ступаков С.И., Симонов В.А. Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1997. Т.38. № 4. С. 746-755.

Сухоруков В.П., Федоровский В.С., Куйбида М.Л. Вещественный состав и особенности метаморфизма пород коллизионного шва системы террейн-континент в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) // Строение литосферы и геодинамика. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 67-69.

Сухоруков В.П., Травин А.В., Федоровский В.С., Юдин Д.С. Возраст сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 5. С. 579-583.

Сухоруков В.П. Эволюция метаморфизма пород коллизионного шва системы «террейн – континент» в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2007.

Сухоруков В.П., Юдин Д.С. Новые данные о возрасте сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) // Строение литосферы и геодинамики: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск, 2007. С. 164-165.

Сухоруков В.П., Полянский О.П. Позднепалеозойский возраст деформаций в Цэлском метаморфическом поясе (Монгольский Алтай) // Доклады академии наук. 2013. Т. 450. № 6. С. 696-701.

Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алияе-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. 178 с.

Тарасова Е.Н. Хромых С.В. Юдин Д.С. Амфиболы метаморфических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Строение литосферы и геодинамики: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск, 2007. С. 70-71.

Терлеев А.А., Журавлева И.Т. Спикулы губок в древних отложениях Юго-Восточной Тувы (поздний докембрий (?) – ранний кембрий). В сб.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии. Новосибирск, Изд-во ИГиГ СОРАН. 1989. С.106-118.

Травин А.В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем (юг Сибири, Монголия) // Автореферат кандидатской диссертации, Новосибирск, 1994, С. 21.

Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Теуниссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.Г. и Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. №. 12. С. 1347-1350.

Травин А.В. Лепезин Г.Г. Простяков К.В. Юдин Д.С. Выделение этапов метаморфизма в пределах Тарлашкинхемского участка нагорья Сангилен (Юго-

Восточная Тува) на основе $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ датирования // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской научной конф., посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований, 1-4 октября 2002 г. - Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2002. С. 445-447.

Травин А.В. Лепезин Г.Г. Юдин Д.С. Возраст и термическая история Максютковского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 25-27 ноября 2003 г. - СПб.: Центр информационной культуры, 2003. - С. 507-510.

Травин А.В. Каргополов С.А. Лепезин Г.Г. и др. Возраст и термохронологические реконструкции полиметаморфического комплекса Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии, Москва, ИГЕМ РАН, 6-8 июня 2006 г. М.: ГЕОС. 2006. Т. 2. С. 350-355.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т11. С. 1181-1199.

Травин А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Полянский О.П., Навозов О.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Котлер П.Д., Михеев Е.И. Термохронология гранитоидных батолитов (U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) и оценка длительности орогенических событий // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии (Москва, 4-6 июня 2012 г.). - М.: ИГЕМ РАН, 2012. - С. 350-352.

Травин А.В., Владимиров А.Г., Полянский О.П. Индикаторная роль термохронологии при интерпретации геодинамических условий формирования гранитоидных батолитов // Геодинамика и минералогия Северо-Восточной Азии: Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН (Улан-Удэ, 26-31 августа 2013 г.). Улан-Удэ: Экос, 2013. С. 355-359.

Травин А.В., Владимиров А.Г., Мурзинцев Н.Г. Динамика формирования гранитоидных батолитов и термохронологический подход к интерпретации геодинамических обстановок их формирования // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания. 1-4 апр. 2014 г. Новосибирск, Россия. Изд-во СО РАН. С. 169-170.

Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. № 3. В печати.

Туркина О.М. Гранитоиды дербинского комплекса (Восочный Саян): геохимия и источники расплавов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1192-1201.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Журавлев Д.З., Травин А.В. Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 6. С. 812-817.

Туркина О.М. Ножкин А.Д. Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., **Травин А.В.** Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геол. и геофиз. 2007. Т. 48. № 1. С. 80-92.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М. Наука. 1985. 285 с.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3-22.

Федоровский В.С., Лихачев А.Б., Риле Г.В., Зона столкновения типа «террейн-континент» в Западном Прибайкалье: структура коллизионного шва // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 228-232.

Федоровский В.С. Хромых С.В. Сухоруков В.П. Куйбида М.Л. и др. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2003. Т. II. С. 255-259.

Федоровский В.С. Геологическая карта Юго-западной части Ольхонского региона. Москва: ГИН РАН, 2004.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Склярова А.Е., Сквитина Т.М. Полевые макеты геологической и тектонической карт Тажеранского массива щелочных и нефелиновых сиенитов (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы Всероссийского научного совещания. Иркутск, 9-14 окт. 2007 г. Иркутск, 2007. Т. 2. С. 141-143.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682-700.

Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. № 6. С. 20–31.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов // М.: Научный мир. 2001. 604 с.

Хаин В.Е., Гибшер А.С., Диденко А.Н., Дегтярев К.Е., Федотова А.А. «Этапы развития континентальных окраин Палеоазиатского океана в позднем рифее и раннем палеозое». В кн. «Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе». Москва, Научный мир, 2002. С. 132-158.

Хильтова В.Я. Докембрий Восточного Саяна. М.; Л.: Наука, 1964. С. 83-114.

Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. Москва, Геолтехиздат, 1963, 203 с.

Хромых С.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И. и др. U-Pb возраст (Shrimp-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. ИЗК СО РАН. Иркутск, 19-22 октября 2004 г. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 2. С. 141-145.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Федоровский В.С., Волкова Н.И. Петрология и геохронология магматических пород Чернорудской гранулитовой зоны (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция

литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), материалы научного совещания. ИЗК СО РАН, Иркутск, 10-14 октября 2005 г. Т. 2. С. 131-134.

Хромых С.В. Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизионных систем (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья) // Автореф. дис. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, 2006.

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.

Хромых С.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю. Геохимия и возраст редкометальных дайковых поясов Восточного Казахстана // Доклады академии наук. 2014. Т. 459. № 5. С. 612-617.

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

Шанин Л.Л. Критерии надежности и возможные причины искажения радиологических датировок // В книге «Критерии надежности методов радиологического датирования», М.: Наука, 1979. С. 6-13.

Шатагин К.Н., Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb/Sr-изотопного исследования // Докл. РАН. 1994. т. 336. N 5. С. 674-676.

Шатагин К.Н. Нарушение замкнутости Rb/Sr-изотопной системы полевых шпатов в гранитах Золотоношского массива (Северный Казахстан) как свидетельство низкотемпературного преобразования // Докл. РАН, 1995, т. 344, N 1, с. 106-109.

Шацкий В.С., Ягоутц И., Козменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и генезис эколгитов Кокчетавского массива. //Геология и Геофизика. 1993. N 12. с. 47-58.

Шацкий В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Доклады Академии наук. 1996. Т. 350. № 5. С. 677-680.

Шацкий В.С., Ягоутц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокobarического метаморфизма максютовского комплекса, южный Урал // Докл. АН СССР. 1997. Т. 352. № 6. С. 285-288.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.М., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал "ГЕО", 2000, 188 с.

Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алма-Аты. Гылым. 1998. 395 с.

Хомяков В.Д., Ермолов П.В. Метаморфические породы Чарского офиолитового пояса (минералогия и условия образования) // Геология и геофизика. 1981. № 11. С. 83-93.

Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д. Аналитические U-Pb характеристики изотопного LA-ICP-SFMS метода датирования цирконов и оценка длительности формирования позднепалеозойских гранитоидов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2-5 июня. 2015. ИГГД РАН. Санкт-Петербург. Изд-во Springer. С. 319-321.

Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 4. С. 909-910.

Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст и геохимические признаки синколлизии габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере

Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 251-255.

Юдин Д.С., Хромых С.В., Владимиров А.Г., **Травин А.В.**, Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Сергеев С.А., Лепехина Е.Н. Изотопное датирование метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Западного Прибайкалья, Россия: первые результаты и их геодинамическая интерпретация // Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. ИЗК СО РАН, Иркутск, 10-14 октября 2005 г. Т. 2. С. 147-149.

Юдин Д.С. Термохронологическая модель Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Автореф. дис. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, 2008.

Юдин Д.С., Травин А.С., Владимиров В.Г., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Корнева И.Б. Тектонотермальная история базит-ультрабазитов Шидинского массива (Западное Прибайкалье) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2011. Т. 38. № 1. С. 120-132.

Юрченков Е.М. // в кн. "Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области". Алма-Ата: Наука. 1981. С.114-120.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389. № 3. С. 354-359.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2006. Т. 410. № 5. С. 657-663.

Ярмолук В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Энжин Г. Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразования // Доклады академии наук. 2007. Т. 416. № 6. С. 804-809.

Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831-1850.

Agard P., Yamato P., Jolivet L., Burov E. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms // Earth. Sci. Rev. 2009. V. 92. P. 53-79.

Aldrich L.T. and A.O. Nier Argon 40 in potassium minerals. Phys. Rev., 1948, V. 74, P. 876- 877.

Andriessen P., Hebeda E., Simon O., Verschure R.H. // Chemical Geology. 1991. V. 91 P. 33.

Armstrong R.L. K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts. In Potassium-Argon Dating. Schaeffer OA, Zähringer J. (eds.), 1966, Springer-Verlag, Berlin. P. 117-133.

Audi G., Bersillon O., Blachot J. and Wapstra A.H. The NUBASE evaluation of nuclear and decay properties // Nucl. Phys. V. A624. P. 1-124.

Backinsale R.D., Gale N.H. A reappraisal of the decay constants and branching ratio of ^{40}K // Earth Planet. Sci. Lett. 1969. V. 6. P. 289-294.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 307-324.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87-110.

Baldwin S.L., Harrison T.M. and Fitz Gerald J.D. Diffusion of $^{40}\text{Ar}^*$ in metamorphic hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. P. 691-703.

Beane R.J., Liou J.G., Coleman R.G., Leech M.L. Petrology and retrograde P-T path for eclogites of the Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains, Russia // The Island Arc. 1995. V. 4. P. 254–266.

Beane R.J., Connelly J.N. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb, and Sm/Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 811-822.

Berger G.V. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating of thermally overprinted biotites, hornblendes and potassium feldspars from Eldora, Colorado // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 387-408.

Berzin N.A., Dobretsov N.L. Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean. Utrecht: VSP. 1994. P. 53-70.

Berzin N.A. Tectonics, Magmatism and Metallogeny. Vladivostok: Dalnauka. 2004. P. 80-82.

Biske Y.S., Seltmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans // *Gondwana Res.* 2010. V. 17. P. 602-613.

Brandt S.B., Volkova N.V., Smirnov V.N. Discordant absolute age values and their significance for the determination of temperatures and duration of rock-forming processes // *Ecl. Geol. Helv.* 1970. V. 63/1. pp. 45-51.

Brown M. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record // *Geol. Soc. London.* 2009. V. 318. P. 37-74.

Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z.L., Wang X.F., Grove M. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2007. V. 119. P. 944-960.

Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z.L., Wang X.F. Tectonic development of the southern Chinese Altai Range as determined by structural geology, thermobarometry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology, and Th/Pb ion-microprobe monazite geochronology // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2009. V. 121. P. 1381-1393.

Buchan C., Cunningham D., Windley B.F., Tomurhuu D. Structural and lithological characteristics of the Bayankhongor Ophiolite Zone, Central Mongolia // *J. Geol. Soc. London.* 2001. V. 158. P. 445-460.

Buchan C., Pfander J., Kroner A. et. al. Timing of accretion and collision deformation in the Central Asian Orogenic Belt: Implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone // *Chemical Geology.* 2002. V. 192. P. 23-45.

Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-

derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geosciences Journal*. 2001. Vol. 5. № 3. P. 203-224.

Buslov M.M. Saphonova I.Yu., Watanabe T. et al. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *J. Asian Earth Sci.* 2001. V. 3. P. 203-224.

Buslov M.M. Watanabe T. Saphonova Y.I. Iwata K. **Travin A.V.** Akiyama M. A Vendian-Cambrian Island Arc System of the Siberian Continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // *Gondwana Research*. 2002. Vol. 5. № 4. P. 781-800.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara K., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. P. 655-671.

Cai K., Sun M., Yuan C., Xiao W., Zhao G., Long X., Wu F. Carboniferous mantle-derived felsic intrusions in the Chinese Altai, NW China: Implications for geodynamic change of the accretionary orogenic belt // *Gondwana Research*. 2012. V. 22. P. 681-698.

Charvet J., Shu L., Laurent-Charvet S. Paleozoic structural and geodynamic evolution of the eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates // *Episodes*. 2007. V. 30. P. 162-186.

Chen J. H. and Wasserburg G.J. 1983 The least radiogenic Pb in iron meteorites // *Fourteenth Lunar and Planetary Science Conference. Abstracts. Part 1. Lunar and Planetary Institute. Houston. Texas. P.103-104.*

Chen B., Jahn B.M. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of NW China and their tectonic implications // *Geol. Magazine*. 2002. V. 139. P. 1-13.

Chen L., Han B. Geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of mafic intrusive rocks in Wuqiagou area, north Xinjiang: constraints for mantle sources and deep processes // *Acta Petrol. Sin.* 2006. V. 22. P. 1201-1214.

Chen H.L., Yang S.F., Li Z.L., Yu X., Xiao W.J., Yuan C., Lin X.B., Li J.L. Zircon SHRIMP U-Pb chronology of Fuyun basic granulite and its tectonic significance in Altai orogenic belt // *Acta Petrologica Sinica*. 2006. V. 22. P. 1351-1358.

Cherniak D.J. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport // *Chem. Geol.* 1993. V. 110. P. 177-194.

Cherniak D.J., Watson E.B. A study of strontium diffusion in K-feldspar, Na-K feldspar and anorthite using Rutherford backscattering spectroscopy // *Earth and Planetary Science Letters.* 1992. V. 113. P. 411-425.

Cherniak D.J., Watson E.B. Pb diffusion in zircon // *Chem. Geol.* 2000. V. 172. P. 5-24.

Choulet F., Chen Y., Wang B., Faure M., Cluzel D., Charvet J., Lin W., Xu B. Late Paleozoic paleogeographic reconstruction of Western Central Asia based upon paleomagnetic data and its geodynamic implications // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. V. 42. P. 867-884.

Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism // *Geology.* 1991. V. 19. P. 710-713.

Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon. Pres. Inc. 1976. 288 p.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // *Earth and Planetary Science Letters.* 1998. V. 163. P. 97-108.

Condie K.C. The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicality? // *Journal of African Earth Sciences.* 2002. V. 35. No. 2. P. 179-183.

Damon P.E., Kulp J.L. Determination of radiogenic helium in zircon by stable isotope dilution technique. *Transaction, Am. Geophys. Union,* 1957, V 38, P. 945-953.

Dasgupta S., Sengupta P., Guha D., Fukuoka M. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1991. V. 109. P. 130-137.

Delor C., Deroin J.-P., Maluski H., Tomurtogoo O. Petrostructural constraints and Ar-Ar dating of the Bayankhongor ophiolites. In; Badarch G., Jahn B.-M. (Eds.). *IGCP 420 Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Second Workshop// Abstracts and Excursion Guidebook.* July 25 – August 3. 1999. Ulaanbaatar. Mongolia/ Geosciences Rennes. Hors serie N. 2. Rennes.

Dewey J.F., Panhurst R.P. The evolution of the Scottish Caledonides in relation to their radiometric age patterns // *Trans. Royal Soc. Edin.* 1970. V. 69. P. 361-389.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G., Lennykh V.I., Valizer P.M., Liou J., Zhang R., Beane R.J. Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 136-160.

Dobretsov N.L., Sobolev N.V. Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G., Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses Kokchetav complex, North Kazakhstan: The geologic enigma of UHP crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *Island arc.* 1995. V.4. P.267-279.

Dobretsov N.L., Theunissen K., Dobretsov N.N., Smirnova L.V., Zayachkovsky A.A.. Geological and tectonic outline of the Kokchetav massif. In: *Field guide book, 4th Intern. Eclogite field Symp., Novosibirsk.* 1999. P. 6-24.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu. Fragment of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia: early stages of continental crustal grow of the Siberian continent in vendian-Early Cambrian time // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004. V. 23, P. 673-690.

Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 40. P. 259-274.

Dublyansky Yu., Polyansky O. Search for the cause-effect relationship between Miocene silicic volcanism and hydrothermal activity in the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada: Numerical modeling approach // *J. Geophys. Res.*, 2007, 112, B09201, doi:10.1029/2006JB004597.

Endt P.M., Energy levels of A = 21-44 nicleii // *Nucl. Phys.* 1990. A. V. 521. P. 1-830.

Evernden J.F., Curtis G.H., Kistler R.W., Obradovich J. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite // *Am. J. Sci.* 1960. V258. P. 583-604.

Faure G. and Powell J.L. Strontium isotope geology. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, and New York, 1972, 188 p.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et. al. The Ol'khon collision system (Baikal region) // *Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment: Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480, Irkutsk-Ulan-Ude, July 25- August 6 2005.* Irkutsk, 2005. P. 5-76.

Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1978. V. 66. P. 113-117.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geoch. Cosm. Acta.*, 1977, v. 41, p. 15–32.

Foland K.A. Argon diffusion in feldspars. In *Feldspars and their Reactions* (ed. I. Parsons). 1994. Kluwer, Amsterdam, P. 415-447.

Francheteau J., Jaupart C., Shen X.J. et. al. High heat-flow in southern Tibet // *Nature*. 1984. V. 307. P. 32-36.

Gaber L.J., Foland K.A., Corbato C.E. On the significance of argon release from biotite and amphibole during $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vacuum heating // *Geoch. Cosm. Acta.* 1988. V. 52. P. 2457-2465.

Gao J., He G.Q., Li M.S., Xiao X.C., Tang Y.Q., Wang J., Zhao M. The mineralogy, petrology, metamorphic P-T-t trajectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China // *Tectonophysics*. 1995. V. 250. P. 151-168.

Gao J., Li M.S., Xiao X.C., Tang Y.Q., He G.Q. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China // *Tectonophysics*. 1998. V. 287. P. 213-231.

Garner E.L., Murphy T.J., Gramlich J.W., Paulsen P.J., Barnes I.L. Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of reference sample of potassium // *J. Res. Natl. Bur. Stand.* 1975. V. 79A. P. 713-725.

Gerdes A., Zeh A. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for provenance and age of an Armorican metasediments in Central Germany // *Earth and Planet. Science Letters*. 2006. P. 47-61.

Gerling E.K. Reminiscences about some works connected with the study of noble gases, their isotopic composition and geochronology // *Chem. Geol. Isotope Geoscience*. 1984. N 2, P. 271-289.

Giletti B. Studies in diffusion 1: Ar in phlogopite mica. // *Geochemical Transport and Kinetics*. 1974. (eds. Hofmann A., Giletti B., Yoder H.S., Yund R.A.) Carnegie Inst. Of Wash. Publ. pp. 107-115.

Giletti B.J. Rb and Sr diffusion in alkali feldspars, with implications for cooling histories of rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 1331-1343.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soci. London*, 2008. V. 165. P. 235-246.

Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. V. 66. № 7. P. 1221-1235.

Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den Haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2012. V. 45. P. 138-149.

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. 40. P. 307-311.

Grove M. and Harrison T.M. $^{40}\text{Ar}^*$ diffusion in Fe-rich biotite // *Am. Miner.* 1996. V. 81. P. 940-951.

Hacker B. R., Calvert A., Zhang R. Y., Ernst W. G. and Liou J. G. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan? // *Lithos.* 2003. V. 70. P. 61-75.

Hahn O., Strassman F., Mattauch J. and Ewald H. Geologische Altersbestimmungen mit der Strontiummethode. 1943. *Chem. * Zeitung*, 67, 55-56.

Han B., Ji J., Song B., Chen L., Li Z. SHRIMP zircon U-Pb age of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implications // *Chin. Sci. Bull.* 2004. V. 49. P. 2424-2429.

Hanson G.N., Gast P.W. Kinetic studies in contact metamorphic zones // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1967. V. 31. P. 1119-1153.

Hanson G.N., Simmons K.R., Bence A.E. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum ages for biotite, hornblende and muscovite in a contact metamorphic zone // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1975. V. 39. P. 1269-1277.

Harper C.T. The geological interpretation of potassium-argon ages of metamorphic rocks from the Scottish Caledonides // *Scottish J. Geol.* 1967. V. 3. P. 46-66.

Harrison T.M., R.L. Armstrong, C.W. Naeser, J.E. Harakal Geochronology and thermal history of the coast plutonic complex, near Prince Rupert, British Columbia // *Can. J. Earth Sci.* 1979. V. 16. P. 400-410.

Harrison T.M., Clarke G.K.S. A model of the thermal effects of igneous intrusion and uplift as applied to Quottoon pluton, British Columbia// *Can. J. Earth Sci.*, 1979, v. 6, p. 411-420.

Harrison T.M. Diffusion of $^{40}\text{Ar}^*$ in hornblende // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 78. P. 324-331.

Harrison T.M., Duncan I. and McDougall I. Diffusion of $^{40}\text{Ar}^*$ in biotite – temperature, pressure and compositional effects // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, V. 49, P. 2461-2468.

Harrison T.M., Lovera O.M., Heizler M.T. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for multi-domain samples with varying activation energy // *Geoch. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 1435-1448.

Harrison T.M., Heizler M.T., Lovera O.M. et. al. A chlorine disinfectant for excess argon released from K-feldspar during step heating // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 123. P. 95-104.

Harrison T.M., Celerier J., Aikman A.B., Hermann J., Heizler M.T. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, V. 73, P. 1039-1051.

Hart S.R. The petrology and isotopic mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado // *Journ. Geol.* 1964. V. 72. P. 493-525.

He G.Q., Han B.F., Yue Y.J., Wang J.H. Tectonic division and crustal evolution of Altay orogenic belt in China // *Geoscience of Xinjiang*. 1990. V. 2. P. 9-20.

Herman J., Rubatto D., Korsakov A.V., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contribution Mineral Petrology*. 2001. V. 141. P.66-82.

Hetzel R., Echtler H.P., Seifert W., Schulte B.A., Ivanov K.S. Subduction- and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high-pressure–low-temperature Maksyutov Complex, Antingan area, southern Urals, Russia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1998. V. 110. P. 916–930.

Hilgen F.J., Krijgsman W., Wijbrans J.R. Direct comparison of astronomical and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of ash beds: Potential implications for the age of mineral dating standards // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 2043-2046.

Hock V., Frank W., Hejl E., Furtmueller G. Petrology and cooling history of the Mt. Ushgoeg Range (Central Mongolia) In; Badarch G., Jahn B.-M. (Eds.). *IGCP 420 Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Second Workshop. Abstracts and Excursion Guidebook. July 25 – August 3. 1999. Ulaanbaatar. Mongolia// Geosciences Rennes. Hors serie N. 2. Rennes.*

Hodges K.V., Spear F.S. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire // *American Mineralogist.* 1982. V. 67. P. 1118-1134.

Hodges K.V., Crowley P.D. Error estimation in empirical geothermometry and geobarometry for politic systems // *American Mineralogist.* 1985. V. 70. P. 702-709.

Hodges K.V. *Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems* // In: *Treasure on Geochemistry.* 2004. Oxford, UK: Elsevier. P. 263-292.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contributions Mineral Petrology.* 1994. V. 116. P. 433-447.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data ser for phases of petrological interest // *Journal of Metam. Geology.* 1998. V. 16. P. 309-343.

Hu A.Q., Zhang G.X., Zhang Q.F., Li T.D., Zhang J.B. A review on ages of Precambrian metamorphic rocks from Altai orogen in Xinjiang, NW China // *Chinese Journ. Geol.* 2002. V. 37. P. 129-142.

Hu A.Q., Wei G.J., Deng W.F., Chen L.L. SHRIMP zircon U-Pb dating and its significance for gneisses from southern west area to Qinghe Country in the Altai, China // *Acta Petrologica Sinica.* 2006. V. 22. P. 1-10.

Hurley P.M. The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks, in Faul H. (ed.), *Nuclear Geology*, 1954, Willey&Songs, P. 301-329.

Hurley P.M., Hughes J., Pinsoons W.H. Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine fault uplift in New Zealand // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1962, V. 26, P. 67-80.

Jahn B.-M. The Third Workshop of IGCP-420 (Continental Growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia) // *Episodes*. 2001. V. 24. P. 272-273.

Jahn B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic. In Malpas J., Fletcher C.J.N., Ali J.R., Aitchison J.C. eds. *Aspects of the tectonic evolution of China: Geological Society, London, Special Publications*. 2004. V. 226. P. 73-100.

Jahn B.-M., Capdevila R., Liu D., Vernon A., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor-Ulaan Baatar, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth // *Journ. Asian Earth Sci.* 2004. V. 23. No. 5. P. 629.

Jagoutz E., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Sr-Nd-Pb isotopic study of ultrahigh-pressure rocks from Kochetav Massif // *EOS Trans Amer. Geophys. Union*. 1990. V. 71. P. 1707.

Jiang Y.D., Sun M., Zhao G.C., Yuan C., Xiao W.J., Xia X.P., Long X.P., Wu F.Y. The ~ 390 Ma high-T metamorphism in the Chinese Altai: consequence of ridge-subduction? // *American Journal of Sciences*. 2010. V. 310. P. 1421-1452.

Jiang Y.D., Sun M., Kroner A. et al. The high-grade Tseel Terrane in SW Mongolia: an Early Paleozoic arc system or a Precambrian sliver? // *Lithos*. 2012. V. 142-143. P. 95-115.

Katayama, I., Maruyama, S., Parkinson, C.D., Terada, K., Sano, Y. Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 188. P. 185-198.

Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas P.B., Pukhtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian Caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V. 18. P. 1301-1304.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and

early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 329-358.

Khlestov V.V., Volkova N.I. Effects of irregular strike-slip deformations at deep levels of collision systems (by the example of the Ol'khon region) // Lithosphere petrology and origin of diamond / Abstracts of Intern. Symp. Dedicated to the 100th birthday of Acad. V.S. Sobolev. Novosibirsk, June 5-7. 2008. Novosibirsk. P.H. of SB RAS. P. 148.

Koziol A.M., Newton R.C. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 216-223.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Budnikov S.V., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Rytsk E.Yu. Isotope Structure of Crust and Mantle in the Central Asia Mobile Belt: Geochronological and Isotopic (Nd, Sr and Pb) data // Gondwana Res. 2001. V. 4. No. 4. P. 668-669.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journ. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 605-627.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485-494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637-649.

Krogh T. E., Kamo S. L. and Bohor B. F. Fingerprinting the K/T impact site and determining the time of impact by U/Pb dating of single shocked zircons from distal ejecta // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. V. 119. P. 425-429.

Króner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust-formation in the central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // In Hatcher Jr.R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Catalan J.M. eds. The 4-D Framework of the Continental Crust-Integrating Crustal Processes through Time // Geol. Soc. Amer. Memoir. 2007. V. 200. P. 181-209.

Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Liu D.Y., Ermolov P. Paleozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon ages and whole rock Nd isotopic systematic // *Journ. Asian Earth Sci.* 2008. V. 32. P. 118-130.

Kurimoto C., Tungalag F., Bayarmandak L., Ichinnorov N. K-Ar ages of white micas from pelitic schists of the Bayankhongor area, west Mongolia // *Bull. Geol. Surv. Jpn.* 1998. V. 49. № 1. P. 19-23.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongol massif (Siberia): Island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precamb. Res.* 2001. V. 110. No. 1-4. P. 109-126.

Lancelot J.R., Vitrac A. and Allègre C.J. Datation U-Th-Pb des zircons, grain par grain, par dilution isotopique. Consequences géologique // *Comptes rendu des séances de l'Académie des Sciences de Paris.* 1973. V. 277D. P. 2116-2120.

Laurent-Charvet S., Charvet J., Shu L.S., Ma R.S., Lu H.F. Palaeozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China // *Terra Nova.* 2002. V. 14. P. 249-256.

Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie P., Shu L.S. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): new structural and geochronological data // *Tectonics.* 2003. V. 22. № 2. P. 1009.

Lee J.K.W. The argon release mechanisms of hornblende in vacuo // *Chem. Geol.* 1993. V. 106. P. 133-170.

Lee J.K.W., Onstott T.C., Cashman K.V., Cumbest R.J., Johnson D. Incremental heating of hornblende in vacuo: Implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and the interpretation of thermal histories // *Geology.* 1991. V. 19. P. 872-876.

Lee J.K.W. Multipass Diffusion in Geochronology // *Contrib. Mineral Petrology.* 1995. V. 120. P. 60-82

Leech M.L., Ernst W.G. Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. P. 2143–2154.

Leech M.L., Stockli D.F. The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics.* 2000. V. 19. No 1. P. 153-167.

Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R., Leech M., Ernst W.G. Petrotectonic evolution of the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia: Implications for ultrahigh-pressure metamorphism // *Int. Geol. Rev.* 1995. V. 37. P. 584-600.

Li Z.L., Wang H.H., Chen H.L., Xiao W.J., Yang S.F., Hu Y.Z. Composition of spinels, spinel-quartz association and mineral reactions from ultrahigh-temperature granulites: an example from spinel-orthopyroxene-garnet granulite of the South Altay orogenic belt // *Earth Science Frontiers.* 2010. V. 17. P. 74-85.

Li Z., Yang X., Li Y., Santosh M., Chen H., Xiao W. Late Paleozoic tectono-metamorphic evolution of the Altai segment of the Xentral Asian Orogenic Belt: constraints from metamorphic P-T pseudosection and zircon U-Pb dating of ultra-high-temperature granulite // *Lithos.* 2014. V. 204. P. 83-96.

Li P., Sun M., Rosenbaum G., Cai K., Yu Y. Structural evolution of the Irtysh Shear Zone (northwestern China) and implications for the amalgamation of arc systems in the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Struct. Geol.* 2015. V. 80. P. 142-156.

Lin W., Faure M., Shi Y.H., Wang Q.C., Li Z. Paleozoic tectonics of the southwestern Chinese Tianshan: new insights from a structural study of the high-pressure/low-temperature metamorphic belt // *Inern. Journ. Earth Sci.* 2009. V. 98. P. 1259-1274.

Liou J.G. et al Introduction to ultrahigh-pressure metamorphism // *The Island Arc.* 1994. V. 3. P. 1-24.

Lips A.L.W. Temporal constraints on the kinematics of the destabilization of an orogen; syn-to post-orogenic extensional collapse of the Northern Aegean region // *Geologica Ultraiectina*, N 166, Utrecht, 1998, 223 p.

Lister G.S., Baldwin S.L. Modelling the effect of arbitrary P-T-t histories on argon diffusion in minerals using the Mac Argon program for the Apple Macintosh // *Tectonophysics.* 1996. V. 253. P. 83-109.

Lo C.H., Lee J.K.W., Onstott T.C. Argon release mechanisms of biotite in vacuo and the role of short-circuit diffusion and recoil // *Chem. Geol.* 2000. V. 165. P. 135-166.

Long X.P., Sun M., Yuan C., Xiao W.J., Lin S.F., Wu F.Y., Xia X.P., Cai K.D. U-Pb and Hf isotopic study of zircons from metasedimentary rocks in the Chinese Altai: implications for Early Paleozoic tectonic evolution // *Tectonics.* 2007. V. 26. TC5015.

Long X. P., Yuan C., Sun M., Xiao W.J., Zhao G., Wang Y., Cai K.D., Xia X.P., Xie L. Detrital zircon ages and Hf isotopes of early Paleozoic flysch sequence in the

Chinese Altai, NW China: New constrains on depositional age, provenance and tectonic evolution // *Tectonophysics*. 2010. V. 480. P. 213-231.

Lovera O.M., Richter F.M. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology for Slowly Cooled Samples Having a Distribution of Diffusion Domain Sizes // *Journal of Geophysical Research*. Vol. 94. No B12. P. 17917-17935.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 2003. Berkeley Geochronology Center. Berkeley, CA.

Maruyama S., Parkinson C.D. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the HP – UHP metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *The Island Arc*. 2000. V. 9. pp. 439–455.

Mason B. Potassium-argon ages of metamorphic rocks and granites from Westland, New Zeland // *New Zeland J. Geol. Geophys.* 1961. V. 4. P. 352-356.

Matte P., Maluski H., Caby R., Nicolas A., Kepezhinskas P., Sobolev S. Geodynamic model and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating for the generation and emplacement of the High Pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals // *C. R. Acad. Sci. Ser. II*. 1993. V. 317. P. 1667-1674.

Mattinson J.M. U-Pb ages of zircons: a basic examination of error propagation // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 1987. V. 66. P. 151-162.

McDougall I., Harrison T.M. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford: Oxford Univ. Press, 1988. 212 p.

Melnikov A., Travin A., Plotnikov A., Smirnova L., Theunissen K. Kinematics and Ar/Ar geochronology of the Irtysh shear zone in NE Kazakhstan // *Continental growth in the Phanerozoic: evidence from East-Central Asia. First Workshop IGCP 420. Urumgi. Xinjiang, China. 27 July-3 August 1998*, p. 30.

Meng F., Gao S., Yuan H., Gong H. Permian Triassic (620-220) crustal growth of eastern Central Asian Orogenic Belt as revealed by detrital zircon studies // *Amer. Journ. Sci.* 2010. V. 310. P. 364-404.

Merrihue C.M. Trace-element deter- determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samp- samples // *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1965, V. 46, P. 125.

Merrihue CM. and G. Turner Potas-argon dating by activation with fast neutrons // *J. Geophys. Res.*, 1966, V. 71, P. 2852-2857.

Morozova I.M., Rizvanova N.G., Levsky L.K. U-Pb System of zircon from Outer - Contact Rocks of Alkaline Ultramafic Intrusion // *Geochem. Intern.* 1988. V. 36. P. 698-705.

Nakano N., Osanai Y., Owada M., Satish-Kumar M., Adachi T., Jargalan S., Yoshimoto A., Syeryekhan K., Boldbaatar C. Multiple growth of garnet, sillimanite/kyanite and monazite during amphibolites facies metamorphism: implications for the P-T-t and tectonic evolution of western Altai Range, Mongolia // *Journal of Metam. Geology*. 2015. V. 33. Iss. 9. P. 937-958.

Newton R.C., Haselton M.T. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer In: Newton R.C., Navrotsky A., Wood B.J. (Eds.) *Thermodynamics of Minerals and Melts*. 1981. Springer-Verlag. P. 131-147.

Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y. Petrology of diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*. 2000. V. 9. P. 379 – 399.

Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu. et al. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex: tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // *J. Asian Earth Sci.* 2007. V. 30. P. 666-695.

Parkinson C.D. Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnets in whiteschists of the HP-UHPM Kokchetav Massif, Kazakhstan: a record of progressive UHP metamorphism // *Lithos*. 2000. V. 52. P. 215-233.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. № 4. P. 956-983.

Pfander, J.A., Jochum, K.-P., Kozakov, I., Kroner, A., Oidup, C., Todt, W. Age and geochemical evolution of an early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva, south central Asia // *Geol. Surv. Finland Spec. Paper*. 1998. V. 26. P. 42.

Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. *Numerical Recipes in Pascal*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. 759 p.

Puchkov V.N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen, // *Orogeny Through Time*. Ed. Burg J.-P. and Ford M. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1997. V. 121. P. 201-236.

Purdy J.W., Jäger E. K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps // *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, 1976, V. 30, 31 p.

Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V. The timing of the retrograde melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Lithos*. 2009. V. 109. P. 274-284.

Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K. Past, Present, and Future of Thermochronology // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2005. V. 58. P. 1-18.

Renne P.R., Deino A.I., Walter R.C., Turrin B.D., Swisher C.C., Becker T.A., Curtis G.H., Sharp W.D., Jaouni A.-R. Intercalibration of astronomical and radioisotopic time // *Geology*. 1994. V. 22. P. 783-786.

Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., DePaolo D.J. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. P. 117-152.

Robbins G.A. Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions // Unpublish. M. Sc. Thesis. Brown Univ., 1972. 42 p.

Roddick J.C. The application of isochron diagrams in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: A discussion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 41. P. 233-244.

Safonova I.Yu., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan Region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // *Gondwana Research*. 2004. V. 7(3). P. 771-790.

Safonova I.Yu., Utsinomiya A., Kojima S., Nakae S., Tomurtogoo O., Filippov A.N., Koizumi K. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan // *Gondwana Research*. 2009. V. 16. n0. 3-4. P. 587-608.

Safonova I.Yu., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. LA ICP MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // *Journal of Geodynamics*. 2010. V. 50. no. 3-4. P. 134-153.

Safonova I.Yu., Seltmann R., Kröner A., Gladkochub D., Schultmann K., Xiao W., Kim J., Komiya T., Sun M. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt // *Episodes*. 2011. V. 4. № 3. P. 186-196.

Safonova I.Y., 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. V. 49. P. 20-39.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B. et al. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyansky complex, Eastern Siberia // *Gondwana Res.* 1998. V. 1. № 2. P. 195-295.

Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kroner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P. Age of Palaeozoic granites and Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. P.143-164.

Seltmann R., Soloviev S., Shatov V., Pirajno F., Naumov E., Cherkasov S. Metallogeny of Siberia: Tectonic, Geologic and Metallogenic Setting of Selected Significant Deposits // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2010. V. 57. no. 6. P. 655-706.

Schert H.P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: “Type locality” of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 63. P. 5-38.

Schulte B.A., Blümel P. Metamorphic evolution of eclogite and associated garnet-mica schist in the high-pressure metamorphic Maksyutov complex, Ural, Russia // *Geol. Rundsch.* 1999. V. 87. P. 561–576.

Sengőr A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years; synopsis of a Tethyan perspective // *Tectonophys.* 1991. V. 1870. P. 315-344.

Sengőr A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299-307.

Sengőr A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis in Yin A., Harrison M. eds. *Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge Univ. Press. 1996. P. 486-640.

Schert H.-P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: “Type locality” of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 63. P. 5-38.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the

Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.* 1999. V. 137. P. 185-205.

Shu L.S., Shi Y.S., Lu H.F., Charvet J., Laurent-Charvet S. Paleozoic terrane tectonics in Northern Tianshan, northwestern China. In Evenchick C.A. et al., eds. *Terrane Paths 99 Circum-Pacific Terrane Conf.* 1999. Canada. P. 63-65.

Slettin V.W., Onstott T.C. The Effect of the Instability of Muscovite During In Vacuo Heating on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectra // *Geoch. Cosm. Acta.* 1998. V. 62. P. 123-141.

Stampfli G.M., Borel G.D. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restorted synthetic oceanic isochrons // *Earth Plan. Sci. Letters.* 2002. V. 196. P. 17-33.

Staudacher T., Jessberger E.K., Dorflinger D., Kiko J. A refined ultrahigh-vacuum furnace for rare gas analysis // *J. Phys. E., Sci. Instrum.* 1978. V. 11. P. 781-789.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359-362.

Stern R.A., Amelin Yu. Assessment of errors in SIMS zircon U-Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass // *Chem. Geol.* 2003. V. 197. P. 111-142.

Stuwe K. *Geodynamics of the Litosphere. Quantitative description of Geological problems* // Springer-Verlag. 2007. 493 P.

Sun M., Yuan C., Xiao W., Long X., Xia X., Zhao G., Lin S., Wu F., Kroner A. Zircon U-Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai: Progressive accretionary history in the early to middle Palaeozoic // *Chemical Geology.* 2008. V. 247. P. 352-383.

Sun M., Long X.P., Cai K.D., Jiang Y.D., Wang B.Y., Yuan C., Zhao G.C., Xiao W.J., Wu F.Y. Early Paleozoic ridge subduction in the Chinese Altai: insights from the marked change in Zircon Hf isotopic composition // *Science in China. Series D.* V. 52. P. 1345-1358.

Takahashi Y., Oyungerel S., Naito K., Delgertsogt B. The granitoid series in Bayankhongor area, central Mongolia // *Bull. Geol. Surv. Jpn.* 1998. V. 49. № 1. P. 25-32.

Takaoka N. A low-blank, Metal System for rare-gas Analysis // *Mass-Spectroscopy*. 1976. V. 24. N. 1.

Tatsumoto M., Knight R.J. and Allegre C.J., Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206 // *Science*. 1973. V. 180. P. 1279-1283.

Teraoka Y., Suzuki M., Tungalag F. et. al. Tectonic framework of the Bayankhongor area, West Mongolia // *Bull. Geol. Surv. Jpn.* 1996. V. 47. № 9. P. 447-455.

Theunissen K. Dobretsov N.L. Korsakov A. **Travin A.** Shatsky V.S. Smirnova L. Boven A. Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamelange (north Kazakhstan): Difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? // *Island Arc*. 2000. Vol. 9. № 3. P. 284-303.

Tilton G.R., Davis G.L., Wetherill G.W., Aldrich L.T. and Jager E. Mineral ages in the Mariland piedmont. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1959. V. 58. P. 171-178.

Tong Y., Wang T., Hong D.W., Dai Y.J. TIMS U-Pb zircon ages of Fuyun post-orogenic linear granite plutons on the southern margin of Altay orogenic belt and their implications // *Acta Petrologica et Mineralogica*. 2006. V. 29. № 6. P. 619-641.

Tong Y., Wang T., Hong D., Han B. Pb isotopic compositions of granitoids from the Altay Orogen (China): evidence for mantle-derived origin and continental growth // *Acta Geol. Sinica*. 2006. V. 40. P. 517-528.

Tong L., Xu Y.-G., Cawood P.A., Zhou X., Chen Y., Liu Z. Anticlockwise P-T evolution at ~ 280 Ma recorded from ultrahigh-temperature metapelitic granulite in the Chinese Altai orogenic belt, a possible link with the Tarim plume? // *Journal of Asian Earth Science*. 2014. V. 94. P. 1-11.

Travin A.V., Ponomarchuk V.A., Ponomareva A.P. et al. // *Mineral. Magazine*. 1998. V.62A. Part.III. P.1535-1536.

Travin A.V. Ar/Ar geochronology of the Kokchetav megamelange // To the diamondiferous and high-pressure metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan): Fourth International Eclogite Field Symposium: Field guide book. Novosibirsk, 1999. P. 52-56.

Travin A.V., Vladimirov V.G., Boven A. Implication of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on the tectonothermal evolution of the Irtysh shear zone (Eastern Kazakhstan) // *Continental Growth in the Phanerozoic (Evidence from Central Asia): Abstracts of the Third Workshop*

IGCP Project-420. Aug. 6-16. 2001. Russia. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. Department "Geo". P. 106-107.

Triboulett C., The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-Na-H₂O. 1. An empirical calibration // J. Metam. Geol., 1992. V. 10. P. 545-556.

Troesh M., Jagoutz E. Mica cooling ages of diamond-bearing gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // Terra Abstracts. 1993. V. 7. P. 396.

Vaughan A.P.M. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event? // Geology. 1995. V. 23. P. 491-494.

Vernikovsky V.A. Pease V.L. Vernikovskaya A.E. Romanov A.P. Gee D.G. Travin A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // Lithos. 2003. Vol. 66. № 1-2. P. 23-36.

Vladimirov V., Melnikov A., Plotnikov A., Travin A., Smirnova L., Thenissen K. The Irtysh shear zone in NE-Kazakhstan: kinematics and preliminary data on metamorphic conditions and Ar-Ar geochronology. Active tectonic continental basin, Intern. Confer., Cent., April 30-May 2, 1998, p. 105.

Volkova Nina, **Travin Aleksei**, Yudin Denis ORDOVICIAN BLUESCHIST METAMORPHISM IN GORNY ALTAI, SIBERIA // 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20-28, 2004: Abstracts Volume. - Florence, 2004. - P. 1225-1226. - CD-ROM. - http://php3.cineca.it/32igc/compilazione2002/vis_modello.php3?password=&username=&modello=A&db=MURST&PREF_X_TABELLE=A32IGC&c=A32IGCBR5F&codice=A32IGCBR5F.

Wagner G.A., Reimer G.M., Jäger E. Cooling ages derived from apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps. Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova. 1977. V. 30, P. 1-27.

Wang Q., Liu X.Y. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China // Tectonics. 1986. V. 5. P. 1073-1088.

Wang T., Hong Da-W. Jahn B.-M., Tong Y., Wang Y.-B., Han B.-F., Wang X.-X. Timing, Petrogenesis, and Setting of Paleozoic Synorogenic Intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the Tectonic Evolution of an Accretionary Orogen // The Journal of Geology. 2006. V. 114. P. 735-751.

Wang B., Chen Y., Zhan S., Shu L., Faure M., Cluzel D., Charvet J., Laurent-Charvet S. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 263. P. 288-308.

Wang T., Jahn B.-M., Kovach V.P., Tong Y., Hong D.W., Han B.F. Nd-Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*. 2009. V. 110. P. 359-372.

Wang W.-R., Wei C., Zhang Y., Chu H., Zhao Y., Liu X. Age and origin of sillimanite schist from the Chinese Altai metamorphic belt: implications for late Palaeozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *International Geology Review*. 2014. V. 56. Iss. 2. P. 224-236.

Webb L.E., Graham S.A., Johnson C.L., Badarch G., Hendrix M.S. Occurrence, age and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia // *Geology*. 1999. V. 27. P. 143-146.

Wei C.J., Clarke G., Tian W., Qiu L. Transition of metamorphic series from the Kyanite- to andalusite-types in the Altai orogen, Xinjiang, China: evidence from petrography and calculated KMnFMASH and KFMASH phase relations // *Lithos*. 2007. V. 96. № 34. P. 353-374.

Wheeler J. Diffarg: a program for simulating argon diffusion profiles in minerals // *Comput. Geosci*. 1996. V. 22. №. 8. P. 919-929.

Westcott M.R. Loss of argon from biotite in a thermal metamorphism // *Nature*. 1966. V. 210. P. 84.

Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages // *Trans. Amer. Geophys. Union*. 1956. V. 37. P. 320-326.

Wetherill G.W. Radioactive decay constants and energies // *Handbook of Physical Constants*. S.E. Clarke, ed., P. 514-519. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1966. V. 97. P. 587.

Wilde S.A., Wu F. Timing of Granite Emplacement in the Central Asian Orogenic Belt of Northeastern China // *Gondwana Res.* 2001. V. 4. No. 4. P. 823-824.

Windley B.F., Kroner A., Guo J., Qu G., Li Y., Zhang C. Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen, NW China: New Zircon Age Data and Tectonic Evolution // *The Journal of Geology*. 2002. V. 110. P. 719-737.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal Geol. Soc. London*. 2007. V. 164. P. 31-47.

Xiao W.J., Zhang L.C., Qin K.Z., Sun S., Li J.L. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia // *Amer. Journ. Sci.* 2004. V. 304. P. 370-395.

Xiao W., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J., Qin K., Wang Z. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the growth of Central Asia// *J. Geol. Soc. London*, 2004. V. 161. P. 339-342.

Xiao W., Windley B.F., Yuan C. et al. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids// *Amer. J. Sci.*, 2009. v. 309, p. 221-270.

Yakubchuk A. The Baikalide-Altaid, Transbaikal-Mongolian and North Pacific orogenic collages: similarity and diversity of structural patterns and metallogenic zoning // In: Blundell D., Neubauer F. von Quadt A. (Eds.). *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2002. V. 206. P. 273-297.

Yakubchuk A.S. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model // *Journ. Asian Earth Sci.* 2004. V. 23. P. 761-779.

Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirwin D., Edwards A., Tomurtogoo O., Badarch G., Buryak V.A. Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage // *100th Anniversary Volume of Economic Geology*. 2005. P. 1069-1096.

Yin A., Nie S. A Phanerozoic palinspatic reconstruction of China and its neighboring region // In Yin A., Harrison T.M. (Eds.) *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge Univ. Press. 1996. P. 442-485.

Yuan C., Sun M., Xiao W., Li X., Chen H., Lin S., Xia X., Long X. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids // *Chemical Geology*. 2007. V. 242. P. 22-39.

Yudin D. Travin A.V. Vladimirov V.G. Prostyakov K. Barabash N.V. Age spectra of biotite as indicator of deformation rate: evidence from microchemical, structural, step-heating and laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Special Supplement. Abstracts of the 12th Annual V.M. Goldschmidt Conference Davos, Switzerland, August 18-23, 2002. 2002. Vol. 66. № 15A. P. A791.

Zhang C.G., Wei C.J., Qiu L. Evolution of metamorphism and its geologic significance in Altaides, Xinjiang // *Xinjiang Geology*. 2004. V. 22. P. 16-23.

Zhang L.F., Ai Y.L., Li X.P., Rubatto D., Song B., Williams S., Song S.G., Ellis D., Liu J.G. Triassic collision in western Tianshan orogenic belt, China: Evidence from SHRIMP U-Pb dating of zircon from HP/UHP eclogitic rocks // *Lithos*. 2007. V. 96. P. 266-280.

Zhang C.-L., Li Z.-X., Li X.-H., Xu Y.-G., Zhou G., Ye H.-M. A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: Results of a ca. 275 Ma mantle plume? // *GSA Bulletin*. 2010. V. 122. № 11/12. P. 2020-2040.

Zhang Ch-L., Santosh M., Zou Hai-Bo, Xu Yi-G. Zhou G., Dong Y.-G. Ding Ru-Fu, Wang H.-Y. Revisiting the “Irtish tectonic belt”: Implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Altai orogen // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 52. P. 117-133.

Zhang R.Y., Liou J.C., Sobolev N.L., Shatsky V.S., Lizuka Y., Lo C.-H., Ogasawara Y. Tale of the Kulet eclogite from the Kokchetav Massif, Kazakhstan: initial tectonic setting and transition from amphibolites to eclogites // *Journal of Metamorphic Geology*. 2012. V. 30. P. 537-559.

Zheng C.Q., Takenori K., Masaki E., Cuechun X. CHIME monazite ages of metasediments from the Altai orogen in northwestern China: Devonian and Permian ages of metamorphism and their significance // *Island Arc*. 2007. V. 16. P. 598-604.

Zhou G., Zhang Z.C., Luo S.B., He B., Wang X., Ying L.J., Zhao H., Li A.H., He Y.K. Confirmation of high-temperature strongly peraluminous Mayin'ebo granites in the margin of Altay, Xinjiang: age, geochemistry and tectonic implications // *Acta Petrol. Sin.* 2007. V. 23. P. 1909-1920.

Zhuang Y. Tectonothermal evolution in space and time and orogenic process of Altaide, China. Jilin scientific and technical press Changchun. China. 1993. P. 402.

Zonenshain L.P., Korinevsky V.G., Kazmin D.M., Pechersky D.M., Khain V.V., Matveyenkov V.V. Plate tectonic model of the South Urals development // *Tectonophysics*. 1984. V. 109. P. 95-135.

Zorigtkhuu O.-E., Tsunogae T., Dash B. Metamorphic P-T evolution of garnet-kyanite-staurolite schist and garnet amphibolites from Bodonch area, Western Mongolian

Altai: Geothermobarometry and mineral equilibrium modeling // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 42. P. 306-315.

Zou T.R., Cao H.Z., Wu B.Q. Orogenic and anorogenic granitoids of Altay Mountains of Xinjiang and their discrimination criteria // *Acta Geol. Sinica*. 1988. V. 2. P. 45-64.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 3.1. Сводка изотопных датировок высокобарических пород нижней толщи максютовского комплекса (Южный Урал) по литературным данным

Минерал	Метод	Возраст*, млн. лет	Ссылка
Эклогит			
фенгит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	372.9±3.8	Matte et al., 1993
фенгит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	375.4±3.4	Lennykh et al., 1995
белая слюда	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	374±4	Beane, Connolly, 2000
фенгит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	375±4	Beane, Connolly, 2000
фенгит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	374±3	Beane, Connolly, 2000
фенгит, глаукофан, омфацит	Rb/Sr, изохрона	376.5±3.7	Glodny et al., 2002
фенгит, парагонит	Rb/Sr, изохрона	378.5±4.7	Glodny et al., 2002
фенгит, эпидот, апатит	Rb/Sr, изохрона	375.2±3.8	Glodny et al., 2002
фенгит, эпидот, глаукофан, омфацит, вал	Rb/Sr, изохрона	372.4±3.8	Glodny et al., 2002
фенгит, глаукофан, омфацит, вал	Rb/Sr, изохрона	375.5±2.2	Glodny et al., 2002
фенгит, эпидот, глаукофан, омфацит, вал	Rb/Sr, изохрона	373.8±3.9	Glodny et al., 2002
фенгит, парагонит	Rb/Sr, изохрона	372±15	Glodny et al., 2002
фенгит, омфацит, парагонит	Rb/Sr, изохрона	377.7±7.3	Glodny et al., 2002
фенгит, омфацит, апатит	Rb/Sr, изохрона	374.3±2.7	Glodny et al., 2002
рутил, апатит	U/Pb, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ изохрона	377±2	Beane, Connolly, 2000
рутил, апатит	U/Pb, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ изохрона	384±3	Beane, Connolly, 2000
циркон	U/Pb SHRIMP, конкордия Тера- Вассербурга	387.5±4.1	Leech et al., 2002
рутил, апатит, гранат, клинопироксен	Sm/Nd, изохрона	399±35	Beane, Connolly, 2000
рутил, апатит	Sm/Nd, изохрона	382±10	Beane, Connolly, 2000
омфацит, гранат, эпидот	Sm/Nd, изохрона	416±26	Glodny et al., 2002
фенгит, пироксен, гранат, амфибол, вал	Sm/Nd, изохрона	378±13	Шацкий и др., 1997
Глаукофановый сланец			
фенгит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	377.7±3.8	Matte et al., 1993
фенгит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	387.9±4.0	Matte et al., 1993
Другие породы			
белая слюда (слюд. сланец)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	372±2	Beane, Connolly, 2000
фенгит (граф. сланец)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	377±2	Beane, Connolly, 2000
фенгит (кварцит)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, плато	365±2	Beane, Connolly, 2000

*Ошибки приведены в интервале ±2σ.

Таблица 3. 2. Химический состав фенгитов, размеры их пластин и химический состав глаукофанов

№ обр.	L, см	Размер*, мм		Химический состав, мас. %										Химический состав, ат. на 1 ат. кислорода для фенгитов, ат. на 23 ат. кислорода для глаукофанов					
		a±l?	b±l?	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO**	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сум-ма	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Сум-ма
Фенгиты, гранатовый глаукофанит																			
I	-8.5	0.599±0.177	3.973±1.192	51.34	26.46	2.54	3.78	s	0.46	10.08	94.66	3.42	2.07	0.14	0.37	s	0.06	0.85	6.91
IIa	-7.5	0.588±0.176	3.973±1.192	51.04	26.41	2.51	3.75	s	0.50	10.15	94.36	3.42	2.08	0.14	0.37	s	0.07	0.87	6.95
IIIb	-6.5	0.416±0.125	2.787±0.836	51.22	26.44	2.48	3.70	s	0.47	10.07	94.38	3.43	2.08	0.14	0.37	s	0.06	0.86	6.94
IIIa	-5.5	0.453±0.136	2.174±0.652	50.85	26.35	2.37	3.74	s	0.44	10.15	93.9	3.42	2.09	0.13	0.37	s	0.06	0.87	6.94
IIIb	-4.5	0.363±0.109	1.748±0.524	50.99	26.44	2.49	3.68	s	0.48	9.96	94.04	3.41	2.09	0.14	0.37	s	0.06	0.85	6.91
IVa	-3.5	0.272±0.081	1.067±0.320	50.69	26.38	2.41	3.66	s	0.52	10.08	93.74	3.41	2.09	0.14	0.37	s	0.07	0.86	6.94
IVb	-2.5	0.257±0.077	1.061±0.318	50.40	26.52	2.47	3.73	s	0.55	10.01	93.68	3.40	2.11	0.14	0.37	s	0.07	0.86	6.94
Va	-1.5	0.279±0.084	0.863±0.259	50.78	26.74	2.39	3.62	s	0.57	10.06	94.16	3.40	2.11	0.13	0.36	s	0.07	0.86	6.93
Vb	-0.5	0.244±0.073	0.688±0.206	50.91	26.82	2.55	3.33	s	0.45	10.17	94.23	3.42	2.12	0.14	0.33	s	0.06	0.87	6.94
Фенгиты, омфацил-гранатовая порода																			
Vla	0.5	0.150±0.045	0.314±0.094	50.72	27.15	2.44	3.26	s	0.52	10.17	94.26	3.40	2.14	0.14	0.32	s	0.07	0.87	6.94
Vlb	1.5	0.151±0.045	0.326±0.098	50.19	27.55	2.34	3.28	s	0.58	10.01	93.95	3.36	2.18	0.13	0.33	s	0.07	0.86	6.93
VIIa	2.5	0.173±0.052	0.293±0.088	50.54	27.46	2.33	3.22	s	0.55	10.03	94.13	3.39	2.17	0.13	0.32	s	0.07	0.86	6.94
VIIb	3.5	0.210±0.063	0.263±0.079	50.06	28.56	2.25	2.82	s	0.66	9.94	94.29	3.35	2.25	0.13	0.28	s	0.09	0.85	6.95
VIIIa	4.5	0.197±0.059	0.238±0.071	49.60	29.25	2.26	2.76	s	0.67	9.73	94.27	3.31	2.30	0.13	0.27	s	0.09	0.83	6.93
VIIIb	5.5	0.198±0.059	0.236±0.071	49.57	30.35	2.16	2.27	s	0.75	9.52	94.62	3.29	2.30	0.13	0.27	s	0.10	0.81	6.90
Глаукофаны, гранатовый глаукофанит																			
I	-8.5	s	s	56.60	11.83	10.49	9.83	0.73	7.23	0.06	96.77	7.87	1.94	1.22	2.04	0.11	1.95	0.01	15.14
IIIa	-5.5	s	s	57.37	12.05	10.31	10.00	0.68	7.10	0.04	97.55	7.89	1.95	1.19	2.05	0.10	1.89	0.01	15.08
IVa	-3.5	s	s	57.57	12.05	10.33	9.69	0.55	7.21	0.03	97.43	7.92	1.96	1.19	1.99	0.08	1.92	0.01	15.07
Vb	-0.5	s	s	57.33	11.56	10.74	9.22	0.38	7.01	0.02	96.26	7.99	1.90	1.25	1.91	0.06	1.89	0.00	15.00

Примечание. L – расстояние от контакта пород.

*Измерения производились в шлифах: а – половина короткой оси, b – половина длинной оси. Приведено среднее для 30 замеров.

**Общее Fe в форме FeO.

Таблица 3.3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования и размеры пластинок фенгита в навесках

Образец	L, см	Количество ступеней	Изохронный возраст, млн. лет	Интегральный возраст, млн. лет	Возраст плато, млн. лет	Средний возраст, млн. лет	Размер, мм (Количество замеров)	
							a±1□	b±1□
Фенгит I	- 8.5	17	386.9±3.8	386.9±3.1	387.8±3.1	387.2	0.246±0.067 (100)	0.358±0.10 0 (100)
Глаукофан I	- 8.5	4	453.1±15.8	447.5±8.0	449.0±5.9	449.9	—	—
Фенгит IIa	- 7.5	16	389.7±3.3	391.1±2.7	391.6±2.8	390.8	0.225±0.049 (70)	0.321±0.07 6 (70)
Фенгит IIIa	- 5.5	17	385.7±3.4	383.4±3.0	383.9±3.0	384.3	0.224±0.064 (100)	0.320±0.07 7 (100)
Глаукофан IIIa	- 5.5	5	404.7±8.2	390.2±4.8	397.1±4.3	397.3	—	—
Фенгит IVa	- 3.5	12	384.1±3.5	384.9±2.9	386.0±2.9	385.0	0.239±0.046 (70)	0.341±0.08 8 (70)
Глаукофан IVa	- 3.5	4	397.9±5.6	387.9±3.7	388.6±3.5	391.5	—	—
Фенгит Va	- 1.5	20	382.2±3.0	383.6±2.3	383.2±2.7	383.0	0.194±0.039 (70)	0.288±0.06 3 (70)
Глаукофан Vb	- 0.5	4	395.6±29.7	422.2±17.3	411.1±13.8	409.6	—	—
Фенгит Vb	- 0.5	11	384.5±4.1	383.7±2.8	383.9±2.9	384.0	0.186±0.049 (70)	0.255±0.06 7 (70)
Фенгит VIb	1.5	13	382.1±3.2	382.1±2.4	381.7±2.7	382.0	—	—
Фенгит VIIa	2.5	19	380.4±3.1	381.1±2.8	380.5±2.8	380.7	0.188±0.045 (70)	0.270±0.06 9 (70)
Фенгит VIIb	3.5	20	379.9±3.1	380.1±2.8	380.1±2.8	380.0	0.196±0.043 (70)	0.284±0.06 4 (70)
Фенгит VIIIa	4.5	25	385.9±3.0	386.1±2.7	385.7±2.7	385.9	0.207±0.035 (70)	0.278±0.05 4 (70)
Фенгит VIIIb	5.5	16	379.7±3.2	378.5±2.7	378.9±2.8	379.0	0.186±0.049 (100)	0.258±0.07 5 (100)

Примечание. a – половина короткой оси, b – половина длинной оси, L – расстояние от контакта пород, средний возраст – среднее арифметическое изохронного, интегрального возрастов и возраста плато.

Таблица 3.4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования фенгитов из гранатового глаукофанита и омфациит-гранатовой породы из нижней толщи максютовского метаморфического комплекса.

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн. лет ($\pm 1\sigma$)
Обр. I, J=0.003379±0.000030								
1	450	20	3.64	209.88	0.129	0.9468	0.1	365.6±9.4
2	550	20	10.18	93.28	0.049	0.0905	0.4	365.6±9.4
3	600	20	18.49	84.13	0.034	0.0413	1.1	392.1±5.9
4	650	20	38.17	78.60	0.019	0.0249	2.6	388.8±5.3
5	675	20	41.33	77.22	0.016	0.0212	4.3	387.4±3.3
6	700	20	50.16	77.86	0.020	0.0232	6.3	387.7±3.4
7	725	20	66.67	77.21	0.022	0.0211	9.0	387.5±4.3
8	750	20	132.94	75.54	0.017	0.0142	14.5	389.3±4.0
9	775	20	221.19	74.70	0.016	0.0130	23.7	386.9±3.1
10	800	20	406.90	73.03	0.016	0.0078	41.1	386.4±3.1
11	825	20	457.89	72.56	0.015	0.0055	60.8	387.3±3.1
12	850	20	311.09	73.05	0.016	0.0072	74.1	387.2±3.1
13	875	20	177.16	73.71	0.015	0.0098	81.6	386.8±3.2
14	900	20	192.26	73.54	0.017	0.0104	89.7	385.0±3.2
15	950	20	147.00	73.39	0.017	0.0081	96.0	387.6±3.3
16	1000	20	63.17	74.89	0.013	0.0116	98.6	389.9±4.6
17	1050	20	34.18	77.09	0.021	0.0239	100.0	382.8±4.7
Обр. IIa, J=0.002973±0.000023								
1	500	20	9.53	219.87	0.169	0.5917	0.1	226.7±42.7
2	600	20	18.22	115.59	0.034	0.1039	0.5	406.0±16.9
3	700	20	79.90	92.11	0.024	0.0327	2.6	395.6±4.1
4	750	20	93.80	88.75	0.019	0.0207	5.2	396.4±3.6
5	800	20	461.95	85.03	0.017	0.0114	18.6	392.1±2.8
6	825	20	811.46	82.53	0.015	0.0042	42.7	390.6±2.8
7	835	20	539.73	82.78	0.015	0.0048	58.7	390.8±2.8
8	840	20	245.61	83.67	0.015	0.0074	66.0	391.4±2.9
9	850	20	165.88	84.08	0.018	0.0103	70.8	389.5±3.1
10	875	20	171.66	83.75	0.015	0.0089	75.8	389.8±3.1
11	900	20	212.19	83.71	0.016	0.0083	82.1	390.4±2.9
12	925	20	248.27	83.21	0.016	0.0064	89.4	390.7±2.8
13	950	20	266.39	83.45	0.014	0.0064	97.2	391.6±2.9
14	975	20	66.46	87.04	0.016	0.0160	99.1	395.0±3.7
15	1025	20	23.87	98.01	0.030	0.0582	99.7	388.5±9.2
16	1100	20	15.03	130.88	0.045	0.1643	100.0	394.9±22.1
Обр. IIb, J=0.003346±0.000029								
1	500	20	6.15	93.73	0.080	0.1269	0.3	311.1±25.2
2	600	20	24.52	85.05	0.029	0.0516	1.4	378.8±8.6
3	650	20	15.64	86.79	0.004	0.0369	2.1	408.2±14.2
4	700	20	81.73	78.53	0.023	0.0328	6.3	374.0±3.6
5	750	20	232.76	75.87	0.015	0.0206	18.6	378.6±3.2
6	800	20	603.37	73.37	0.016	0.0131	51.4	377.2±3.0

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн. лет ($\pm 1\sigma$)
7	850	20	523.49	73.35	0.015	0.0127	80.0	377.7 \pm 3.0
8	900	20	218.46	74.17	0.016	0.0178	91.8	374.3 \pm 3.2
9	950	20	62.70	74.05	0.017	0.0184	95.1	372.8 \pm 4.3
10	1000	20	39.73	74.75	0.017	0.0135	97.3	383.4 \pm 5.8
11	1050	20	23.67	75.35	0.017	0.0153	98.5	383.7 \pm 8.2
12	1150	20	28.17	76.36	0.021	0.0166	100.0	386.7 \pm 6.7
Обр. IIIa, J=0.003313 \pm 0.000029								
1	450	20	1.73	135.88	0.414	0.3867	0.1	124.8 \pm 120.0
2	550	20	5.39	107.72	0.132	0.1805	0.3	298.9 \pm 13.4
3	600	20	4.55	86.64	0.062	0.0934	0.5	322.2 \pm 8.8
4	650	20	11.91	83.12	0.040	0.0534	1.1	363.4 \pm 11.2
5	700	20	20.31	81.32	0.022	0.0319	2.2	385.4 \pm 4.0
6	725	20	23.85	78.16	0.021	0.0293	3.5	373.9 \pm 4.3
7	750	20	40.16	77.68	0.021	0.0207	5.8	383.9 \pm 4.1
8	775	20	117.95	74.58	0.018	0.0107	12.7	383.1 \pm 3.4
9	800	20	160.46	73.32	0.018	0.0048	22.2	385.4 \pm 3.2
10	825	20	336.54	72.63	0.015	0.0026	42.4	385.3 \pm 3.1
11	850	20	307.00	72.74	0.014	0.0032	60.7	384.9 \pm 3.1
12	875	20	205.37	72.95	0.016	0.0044	73.0	384.3 \pm 3.1
13	900	20	155.64	73.27	0.016	0.0052	82.2	384.6 \pm 3.1
14	925	20	149.93	73.27	0.016	0.0076	91.1	381.2 \pm 3.0
15	950	20	97.88	73.39	0.016	0.0072	96.9	382.4 \pm 3.1
16	1000	20	36.21	74.13	0.018	0.0131	99.1	377.5 \pm 3.7
17	1100	20	16.60	76.23	0.015	0.0180	100.0	380.7 \pm 5.8
Обр. IVa, J=0.003246 \pm 0.000027								
1	500	20	8.77	130.65	0.117	0.1899	0.2	390.9 \pm 8.7
2	550	20	12.71	82.30	0.067	0.0630	0.7	339.0 \pm 4.8
3	600	20	25.48	81.92	0.031	0.0325	1.7	380.4 \pm 3.1
4	650	20	50.19	81.04	0.017	0.0332	3.7	375.3 \pm 3.5
5	700	20	114.44	80.03	0.016	0.0208	8.3	387.9 \pm 3.0
6	750	20	411.94	76.09	0.016	0.0073	25.7	388.0 \pm 2.9
7	800	20	1078.99	74.36	0.019	0.0035	72.3	385.2 \pm 2.9
8	850	20	407.26	75.46	0.016	0.0069	89.7	385.6 \pm 3.1
9	900	20	161.83	75.25	0.018	0.0077	96.6	383.6 \pm 3.5
10	950	20	39.83	76.99	0.021	0.0178	98.2	377.6 \pm 4.1
11	1000	20	25.36	79.99	0.007	0.0217	99.2	386.3 \pm 3.5
12	1100	20	21.05	89.67	0.031	0.0819	100.0	347.7 \pm 3.3
Обр. Va, J=0.002950 \pm 0.000022								
1	500	20	15.15	156.87	0.102	0.2881	0.1	346.5 \pm 30.5
2	600	20	29.52	103.94	0.023	0.0661	0.5	401.2 \pm 9.3
3	650	20	49.95	93.64	0.024	0.0397	1.3	390.6 \pm 4.2
4	700	20	112.26	89.21	0.020	0.0256	3.0	389.5 \pm 3.1
5	750	20	136.45	86.11	0.019	0.0194	5.3	384.0 \pm 3.2
6	800	20	873.41	83.24	0.016	0.0103	19.9	383.2 \pm 2.7
7	850	20	885.38	81.67	0.015	0.0047	35.1	383.6 \pm 2.7
8	900	20	439.34	81.80	0.016	0.0066	42.6	381.7 \pm 2.7

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн. лет ($\pm 1\sigma$)
9	500	20	481.15	81.71	0.015	0.0055	50.8	382.7 \pm 2.8
10	600	20	148.31	83.79	0.017	0.0134	53.3	381.7 \pm 3.0
11	650	20	275.89	82.16	0.017	0.0084	58.0	381.0 \pm 2.6
12	700	20	266.71	82.19	0.016	0.0073	62.5	382.4 \pm 2.6
13	750	20	301.57	82.12	0.016	0.0069	67.7	382.8 \pm 2.6
14	800	20	299.60	82.19	0.016	0.0067	72.8	383.3 \pm 2.6
15	850	20	356.82	82.26	0.016	0.0067	78.8	383.6 \pm 2.8
16	900	20	554.49	81.91	0.015	0.0046	88.3	384.8 \pm 2.8
17	950	20	434.46	81.80	0.015	0.0044	95.7	384.5 \pm 2.8
18	1000	20	189.16	82.79	0.015	0.0060	98.9	386.8 \pm 3.0
19	1050	20	45.57	87.93	0.016	0.0274	99.6	381.6 \pm 4.4
20	1150	20	25.71	98.34	0.033	0.0284	100.0	424.8 \pm 5.9
Обр. Vв, J=0.003181 \pm 0.000026								
1	500	20	2.83	137.89	0.051	0.2824	0.1	288.1 \pm 185.3
2	600	20	12.66	86.40	0.043	0.0614	0.9	354.5 \pm 8.2
3	650	20	20.75	81.59	0.036	0.0337	2.2	370.4 \pm 7.2
4	700	20	39.42	80.30	0.016	0.0159	4.7	388.7 \pm 6.0
5	750	20	264.45	77.49	0.015	0.0103	22.1	383.5 \pm 3.0
6	800	20	491.17	76.25	0.015	0.0055	55.0	384.4 \pm 2.9
7	850	20	361.11	76.28	0.016	0.0063	79.2	383.3 \pm 2.9
8	900	20	227.55	76.51	0.015	0.0060	94.4	384.8 \pm 2.9
9	950	20	34.03	78.21	0.013	0.0132	96.6	382.8 \pm 4.9
10	1000	20	20.20	80.05	0.018	0.0105	97.9	394.9 \pm 5.5
11	1050	20	14.56	81.21	0.035	0.0268	98.8	378.1 \pm 8.1
12	1150	20	18.98	82.64	0.029	0.0270	100.0	384.4 \pm 4.9
Обр. VIa, J=0.003149 \pm 0.000026								
1	500	20	1.34	95.38	0.838	0.0769	0.3	371.7 \pm 104.9
2	600	20	4.77	93.40	0.002	0.1041	1.4	324.8 \pm 15.4
3	700	20	16.43	81.81	0.032	0.0327	5.6	369.3 \pm 4.7
4	800	20	149.37	76.61	0.016	0.0133	46.5	371.8 \pm 2.8
5	900	20	162.32	75.96	0.016	0.0085	91.3	375.3 \pm 3.3
6	1000	20	15.08	77.12	0.017	0.0225	95.4	361.6 \pm 5.5
7	1150	20	17.89	82.06	0.032	0.0300	100.0	374.2 \pm 5.5
Обр. VIв, J=0.002906 \pm 0.000022								
1	500	20	12.25	324.26	0.203	0.8015	0.15	408.4 \pm 45.3
2	600	20	21.50	137.93	0.062	0.1968	0.74	376.1 \pm 11.0
3	700	20	64.59	95.11	0.022	0.0392	3.35	392.0 \pm 4.2
4	750	20	69.09	88.66	0.010	0.0238	6.34	384.0 \pm 3.6
5	800	20	274.67	85.86	0.017	0.0165	18.62	381.3 \pm 2.7
6	825	20	521.81	82.38	0.015	0.0036	42.94	382.7 \pm 2.7
7	835	20	273.98	82.69	0.016	0.0055	55.66	381.6 \pm 2.7
8	845	20	160.67	83.78	0.016	0.0091	63.03	381.7 \pm 2.8
9	875	20	142.62	83.40	0.017	0.0098	69.59	379.3 \pm 2.9
10	900	20	182.92	83.62	0.015	0.0094	77.99	380.7 \pm 2.8
11	950	20	315.12	83.84	0.017	0.0091	92.42	382.0 \pm 2.7
12	1000	20	148.79	84.14	0.016	0.0092	99.21	383.2 \pm 2.8

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн. лет ($\pm 1\sigma$)
13	1100	20	22.13	107.04	0.026	0.0947	100.00	373.1 \pm 11.8
Обр. VIIa, J=0.003120 \pm 0.000025								
1	450	20	3.31	403.14	0.166	1.1512	0.0	322.2 \pm 182.7
2	550	20	11.74	113.50	0.055	0.1544	0.3	345.1 \pm 20.8
3	600	20	16.50	108.89	0.036	0.1024	0.6	394.2 \pm 8.2
4	650	20	33.22	92.92	0.034	0.0588	1.4	380.3 \pm 4.0
5	675	20	35.25	91.19	0.027	0.0461	2.3	389.5 \pm 3.4
6	700	20	42.36	88.35	0.021	0.0403	3.4	384.4 \pm 3.5
7	725	20	59.30	83.32	0.021	0.0246	5.0	382.6 \pm 4.0
8	750	20	69.69	82.10	0.016	0.0212	6.9	381.5 \pm 4.1
9	775	20	145.88	80.55	0.016	0.0165	11.0	380.9 \pm 3.2
10	800	20	460.01	77.65	0.016	0.0075	24.4	379.7 \pm 2.8
11	825	20	700.63	76.52	0.015	0.0034	45.1	380.2 \pm 2.8
12	850	20	543.04	76.61	0.015	0.0042	61.1	379.5 \pm 2.8
13	875	20	333.06	76.68	0.015	0.0048	70.9	379.0 \pm 2.8
14	900	20	290.28	77.38	0.015	0.0060	79.4	380.5 \pm 2.8
15	950	20	466.06	76.78	0.015	0.0039	93.1	380.7 \pm 2.8
16	1000	20	158.26	77.92	0.015	0.0076	97.7	380.9 \pm 3.1
17	1050	20	37.34	79.61	0.014	0.0153	98.7	378.2 \pm 4.6
18	1100	20	25.83	82.92	0.024	0.0343	99.4	367.6 \pm 6.8
19	1150	20	21.52	85.81	0.024	0.0422	100.0	370.1 \pm 5.9
Обр. VIIb, J=0.003084 \pm 0.000025								
1	450	20	3.49	327.55	0.202	0.8936	0.02	322.8 \pm 90.7
2	550	20	11.29	100.02	0.051	0.0842	0.26	376.3 \pm 12.0
3	600	20	19.96	89.69	0.017	0.0372	0.73	392.2 \pm 7.3
4	650	20	46.13	83.19	0.020	0.0207	1.90	385.0 \pm 3.2
5	675	20	35.33	82.11	0.016	0.0148	2.81	388.0 \pm 3.9
6	700	20	46.33	81.50	0.017	0.0178	4.01	381.2 \pm 3.4
7	725	20	67.39	81.14	0.017	0.0165	5.76	381.4 \pm 3.1
8	750	20	92.39	81.04	0.019	0.0187	8.16	378.0 \pm 3.2
9	775	20	214.68	79.99	0.019	0.0146	13.83	378.7 \pm 2.9
10	800	20	624.72	77.45	0.016	0.0053	30.85	379.6 \pm 2.8
11	825	20	691.76	76.96	0.015	0.0034	49.81	380.0 \pm 2.9
12	850	20	500.87	77.09	0.015	0.0037	63.52	380.1 \pm 2.8
13	875	20	284.86	77.25	0.015	0.0039	71.30	380.5 \pm 2.8
14	900	20	300.84	77.41	0.016	0.0048	79.50	380.1 \pm 2.8
15	925	20	289.95	77.55	0.016	0.0046	87.39	381.0 \pm 2.9
16	950	20	244.05	77.17	0.015	0.0038	94.06	380.3 \pm 2.9
17	975	20	165.79	77.69	0.015	0.0023	98.56	384.7 \pm 3.2
18	1000	20	31.28	80.58	0.016	0.0188	99.38	375.7 \pm 5.2
19	1050	20	13.53	84.72	0.041	0.0398	99.72	366.3 \pm 4.8
20	1150	20	12.14	89.99	0.042	0.0447	100.00	383.6 \pm 4.1
Обр. VIIIa, J=0.002880 \pm 0.000022								
1	500	20	26.07	208.46	0.102	0.4202	0.1	392.6 \pm 12.5
2	600	20	52.38	107.97	0.031	0.0842	0.7	387.6 \pm 5.1
3	650	20	69.05	95.33	0.024	0.0328	1.5	398.2 \pm 4.3

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн. лет ($\pm 1\sigma$)
4	700	20	148.91	89.43	0.017	0.0183	3.4	391.5 \pm 2.9
5	725	20	142.95	87.90	0.017	0.0170	5.3	386.7 \pm 3.1
6	750	20	173.79	88.90	0.018	0.0219	7.6	384.8 \pm 2.9
7	775	20	352.84	88.71	0.018	0.0200	12.1	386.4 \pm 2.7
8	800	20	962.67	84.67	0.016	0.0069	25.2	385.6 \pm 2.7
9	810	20	774.69	83.77	0.015	0.0036	35.8	386.0 \pm 2.7
10	815	20	506.23	84.09	0.015	0.0052	42.7	385.3 \pm 2.7
11	820	20	376.60	84.25	0.016	0.0062	47.9	384.7 \pm 2.8
12	825	20	323.01	84.59	0.016	0.0066	52.2	385.6 \pm 2.8
13	835	20	262.90	84.57	0.015	0.0073	55.8	384.7 \pm 2.7
14	800	20	101.62	86.18	0.015	0.0143	57.2	382.8 \pm 3.3
15	800	20	73.64	87.99	0.018	0.0167	58.1	387.4 \pm 3.6
16	850	20	185.55	84.60	0.016	0.0077	60.6	384.3 \pm 2.8
17	875	20	335.19	84.37	0.015	0.0065	65.2	384.9 \pm 2.7
18	900	20	409.03	84.44	0.015	0.0060	70.8	385.8 \pm 2.8
19	925	20	613.15	84.21	0.015	0.0047	79.1	386.4 \pm 2.7
20	940	20	633.73	84.22	0.015	0.0044	87.8	386.8 \pm 2.7
21	950	20	369.56	84.49	0.015	0.0045	92.8	387.8 \pm 2.8
22	960	20	245.41	84.67	0.016	0.0058	96.1	387.0 \pm 2.8
23	980	20	188.70	85.18	0.015	0.0050	98.7	390.1 \pm 2.9
24	1010	20	87.41	87.88	0.016	0.0201	99.8	382.8 \pm 3.3
25	1050	20	17.60	108.08	0.028	0.1094	100.0	356.5 \pm 15.1
Обр. VIIIв, J=0.003053 \pm 0.000024								
1	450	20	2.10	310.05	0.392	1.0295	0.03	31.8 \pm 143.3
2	550	20	6.19	111.28	0.051	0.1371	0.25	353.0 \pm 18.9
3	600	20	9.82	99.52	0.029	0.0763	0.65	380.9 \pm 6.1
4	650	20	18.84	86.68	0.035	0.0248	1.54	391.5 \pm 3.8
5	675	20	20.60	85.99	0.021	0.0290	2.51	382.9 \pm 4.1
6	700	20	23.55	83.18	0.020	0.0207	3.66	381.3 \pm 4.3
7	725	20	29.26	82.95	0.021	0.0198	5.10	381.5 \pm 5.1
8	750	20	40.17	82.06	0.019	0.0222	7.09	374.3 \pm 3.8
9	775	20	91.18	81.90	0.019	0.0216	11.61	374.4 \pm 2.9
10	800	20	252.70	78.42	0.015	0.0065	24.71	378.8 \pm 2.8
11	825	20	351.92	77.55	0.015	0.0037	43.16	378.6 \pm 2.8
12	850	20	266.21	77.62	0.015	0.0050	57.10	377.1 \pm 2.8
13	900	20	301.71	77.42	0.014	0.0044	72.94	377.1 \pm 2.9
14	950	20	306.94	77.95	0.015	0.0037	88.95	380.4 \pm 2.8
15	1000	20	194.44	78.32	0.015	0.0037	99.04	382.1 \pm 3.0
16	1050	20	19.66	83.42	0.023	0.0271	100.00	373.9 \pm 5.0

Примечание. J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Таблица 3.5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования глаукофанов из гранатового глаукофанита из нижней толщи максютовского метаморфического комплекса.

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн. лет ($\pm 1\sigma$)
Обр. I, J=0.003620±0.000034										
1	600	15	2.02	381.33	0.486	16.39	1.098	29.3	1.1	336.8±265.6
2	800	15	6.54	122.04	0.112	0.07	0.148	0.1	12.4	450.5±22.9
3	900	15	28.79	99.56	0.060	1.69	0.072	3.0	73.5	449.6±5.9
4	120 0	20	15.57	123.91	0.054	1.27	0.156	2.3	100.0	446.9±20.2
Обр. IIIa, J=0.003548±0.000033										
1	600	20	1.66	520.57	1.000	362.12	1.732	646.4	0.4	55.2±238.4
2	800	20	4.02	138.00	0.125	196.58	0.269	350.9	4.5	340.4±45.7
3	900	20	12.53	85.58	0.046	17.47	0.056	31.2	24.7	395.3±7.2
4	100 0	20	36.70	79.67	0.058	74.77	0.034	133.5	88.3	397.7±4.3
5	117 0	20	6.91	81.70	0.039	65.70	0.060	117.3	100.0	369.0±10.2
Обр. IVa, J=0.003480±0.000032										
1	600	20	1.42	305.26	0.464	316.56	0.748	565.1	0.4	463.4±273.6
2	800	20	4.24	109.18	0.111	167.32	0.177	298.7	4.5	326.0±22.9
3	900	20	20.74	77.57	0.037	13.16	0.031	24.3	24.7	385.3±4.0
4	117 0	20	61.11	75.43	0.035	11.18	0.020	20.0	88.3	391.2±3.5
Обр. Vb, J=0.003412±0.000030										
1	800	20	2.16	171.27	0.129	3.254	0.333	5.81	7.7	400.2±99.2
2	900	20	9.92	112.51	0.089	3.059	0.121	5.46	61.4	419.3±13.8
3	950	20	4.96	101.95	0.038	5.367	0.097	9.58	91.0	403.0±36.2
4	120 0	20	4.15	281.25	0.087	4.664	0.623	8.32	100.0	516.9±87.9

Примечание. J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Таблица 3.6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования K-содержащего турмалина и мусковита из Тур-Qtz-Kfs-Mu гнейсов месторождения Кумды-Коль, Казахстан.

T°C	t (мин)	^{40}Ar (нсм ³)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\frac{^{39}\text{Ar}}{J}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Образец: G-31 Турмалин J=0.004235±0.000047 Вес 42.6 mg														
500	10	5.62* e^{-9}	363.51	42.52	0.540	0.080	3.747	1.354	0.956	0.162	13.5	0.3	531.6	204.0
650	10	7.21* e^{-9}	456.12	65.13	0.272	0.098	1.978	1.175	1.258	0.229	7.1	0.7	551.1	247.1
800	10	7.79* e^{-9}	196.93	7.40	0.096	0.048	0.079	0.079	0.400	0.040	0.3	1.5	519.6	66.0
800	10	9.05* e^{-9}	317.18	16.17	0.333	0.081	1.820	0.615	0.871	0.068	6.6	2.1	406.4	93.8
950	10	82.58* e^{-9}	90.39	0.23	0.051	0.004	0.959	0.030	0.055	0.002	3.5	21.6	492.5	6.5
1000	10	265.4* e^{-9}	76.19	0.07	0.023	0.001	0.985	0.007	0.007	0.001	3.5	95.8	491.8	5.0
1025	10	14.82* e^{-9}	115.91	1.84	0.059	0.015	1.063	0.174	0.159	0.016	3.8	98.5	462.4	28.8
1075	10	11.67* e^{-9}	728.16	94.48	0.553	0.183	1.422	1.170	2.220	0.316	5.1	98.8	480.2	231.1
1130	10	10.65* e^{-9}	195.41	9.93	0.071	0.043	0.704	0.497	0.409	0.055	2.5	100.0	495.8	90.0
Образец: G-31 Мусковит J=0.004247±0.000047 Вес 28.8 mg														
500	10	19.72* e^{-9}	117.54	1.32	0.077	0.011	0.120	0.109	0.205	0.012	0.4	0.4	390.1	21.9
600	10	47.96* e^{-9}	84.80	0.36	0.039	0.003	0.171	0.039	0.055	0.002	0.6	1.8	460.4	6.5
650	10	61.86* e^{-9}	91.10	0.22	0.040	0.003	0.054	0.015	0.055	0.002	0.2	3.4	498.0	6.1
700	10	99.01* e^{-9}	82.49	0.14	0.024	0.002	0.007	0.007	0.026	0.002	0.0	6.4	498.4	5.8
750	10	175.3* e^{-9}	86.71	0.16	0.029	0.001	0.006	0.006	0.043	0.002	0.0	11.3	492.6	5.7
800	10	383.7* e^{-9}	78.32	0.04	0.023	0.000	0.002	0.002	0.014	0.000	0.0	23.2	493.3	4.9
850	10	982.8* e^{-9}	75.02	0.05	0.021	0.000	0.003	0.002	0.005	0.000	0.0	55.1	490.7	4.8
875	10	355.0* e^{-9}	75.68	0.04	0.021	0.000	0.007	0.002	0.006	0.000	0.0	66.6	492.1	4.8
900	10	219.6* e^{-9}	76.95	0.09	0.021	0.001	0.003	0.003	0.008	0.001	0.0	73.5	496.0	5.1
950	10	153.1* e^{-9}	78.55	0.11	0.022	0.001	0.014	0.005	0.015	0.000	0.1	78.3	493.6	4.9
1000	10	184.7* e^{-9}	80.58	0.13	0.026	0.001	0.011	0.008	0.022	0.001	0.0	83.9	492.9	5.4
1050	10	232.2* e^{-9}	76.72	0.07	0.022	0.000	0.015	0.006	0.011	0.000	0.1	91.2	489.8	4.8
1100	10	274.2* e^{-9}	76.18	0.06	0.022	0.001	0.012	0.008	0.008	0.000	0.0	100.0	492.5	4.8

Таблица 3.7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюдяных сланцев Кулетского террейна Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) [Theunissen et al., 2000].

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$, %	Воз-раст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
Обр. KU 98-20 биотит, J=0.002543 ± 0.000024, навеска 1.65 мг										
1	600	10	6.1	159.9	0.0398	0.018	0.135	0.036	12.8	480.4±27.4
2	700	10	3.9	150.1	0.0265	0.006	0.070	0.011	32.2	512.9±6.5
3	750	10	7.2	160.8	0.0319	0.008	0.088	0.015	40.3	531.4±7.2
4	800	10	3.4	159.6	0.0302	0.007	0.089	0.014	48.0	526.5±25.4
5	850	10	6.2	154.5	0.0293	0.009	0.077	0.017	60.5	521.0±11.8
6	900	10	4.2	149.5	0.0239	0.009	0.050	0.019	71.5	531.1±13.7
7	950	10	5.1	152.2	0.0289	0.004	0.075	0.009	82.3	515.5±11.6
8	1000	10	5.9	192.3	0.0360	0.006	0.097	0.013	87.1	627.5±12.0
9	1100	10	6.4	154.0	0.0281	0.068	0.063	0.137	100.0	533.9±12.4
Обр. KU 98-20 биотит, J=0.002481 ± 0.000024, навеска 13.05 мг										
1	500	10	5.2	223.8	0.0932	0.015	0.414	0.029	0.2	404.5±13.2
2	600	10	6.5	159.7	0.0347	0.010	0.106	0.019	1.0	499.0±14.8
3	650	10	5.8	156.2	0.0285	0.006	0.071	0.013	2.3	522.4±12.4
4	700	10	2.8	165.4	0.0339	0.011	0.109	0.023	4.5	515.4±17.1
5	725	10	3.5	157.4	0.0288	0.009	0.081	0.018	7.5	515.5±17.1
6	750	10	3.7	151.4	0.0269	0.007	0.065	0.013	10.8	511.3±10.3
7	775	10	8.7	133.2	0.0157	0.003	0.011	0.005	43.2	504.3±18.7
8	800	10	4.4	159.2	0.0229	0.005	0.046	0.011	61.0	556.7±18.6
9	825	10	5.6	167.1	0.0192	0.005	0.036	0.009	72.1	591.6±43.5
10	850	10	6.0	166.7	0.0183	0.004	0.034	0.008	78.5	592.7±28.8
11	875	10	3.7	168.4	0.0257	0.008	0.070	0.015	82.9	562.9±15.7
12	900	10	3.2	150.6	0.0239	0.007	0.052	0.014	85.8	521.9±7.9
13	925	10	4.7	157.5	0.0233	0.006	0.051	0.012	89.6	546.1±20.9
14	950	10	5.6	148.3	0.0209	0.005	0.034	0.009	94.6	532.4±24.1
15	975	10	3.9	152.3	0.0270	0.006	0.072	0.011	98.0	508.0±14.3
16	1000	10	2.3	166.0	0.0330	0.010	0.097	0.020	98.3	528.6±10.4
17	1025	10	6.6	202.3	0.0253	0.004	0.074	0.009	99.0	667.0±46.26
18	1050	10	4.8	165.5	0.0285	0.008	0.085	0.015	99.6	539.4±11.0
19	1100	10	5.1	181.1	0.0440	0.006	0.162	0.011	100.0	514.7±12.1
Обр. 17А биотит, J=0.008227 ± 0.000076										
1	600	10	0.00	317.844	0.1676	11.611	1.1629	20.737	0.0	100.0±130.0
2	700	10	0.06	69.128	0.0726	1.463	0.2317	2.612	0.1	94.7±94.0
1	750	10	0.06	24.083	0.0396	1.201	0.0731	2.145	0.2	335.0±11.6
2	800	10	0.07	9.693	0.0514	3.538	0.0360	6.319	0.8	335.0±11.6
3	850	10	0.09	7.862	0.0223	0.773	0.0135	1.381	1.6	498.0±40.0
4	900	10	0.18	8.727	0.0165	0.037	0.0118	0.065	3.0	645.7±3.7
5	930	10	0.12	5.934	0.0139	0.014	0.0025	0.026	4.4	640.7±16.1
6	960	10	0.13	5.141	0.0136	0.018	0.0003	0.032	11.9	625.8±8.1
7	990	10	0.19	4.987	0.0133	0.012	0.0001	0.021	23.3	617.7±4.3
8	1020	10	0.38	4.951	0.0133	0.004	0.0001	0.007	46.9	614.0±7.0
9	1040	10	0.31	4.948	0.0133	0.004	0.0001	0.007	65.7	612.9±1.0
10	1050	10	0.15	4.966	0.0134	0.010	0.0002	0.018	74.8	612.5±12.4

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$, %	Воз-раст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
11	1070	10	0.11	4.993	0.0136	0.001	0.0002	0.024	81.4	614.7±13.4
12	1100	10	0.11	5.015	0.0135	0.013	0.0004	0.024	88.1	609.8±7.0
13	1150	10	0.10	4.916	0.0131	0.023	0.0002	0.041	93.9	606.0±6.3
3	1200	10	0.20	4.961	0.0131	0.011	0.0005	0.020	96.8	602.8±11.5
4	1500	10	0.23	5.029	0.0136	0.016	0.0007	0.029	100.0	603.0±4.6
Обр. 25Е фенгит, J=0.008227 ± 0.000076										
1	600	10	0.001	46.311	0.13702	67.189	0.1202	120.00	0.0	1145.9±304,8
2	700	10	0.017	26.414	0.05380	2.398	0.0838	4.28	0.1	230.3±176,9
3	750	10	0.007	18.065	0.03633	1.909	0.0615	3.41	0.2	230.3±150,6
4	800	10	0.018	8.449	0.02297	1.126	0.0195	2.01	0.7	358.9±32,9
5	850	10	0.009	6.714	0.00734	1.799	0.0109	3.21	0.9	454.8±57,7
6	900	10	0.019	8.358	0.01044	1.048	0.0153	1.87	1.4	493.7±69,9
7	950	10	0.228	5.083	0.01325	0.052	0.0009	0.09	12.7	601.2±4,7
8	970	10	0.331	4.673	0.01297	0.013	0.0001	0.02	21.2	584.1±9,1
9	990	10	0.097	4.638	0.01400	0.037	0.0002	0.07	29.8	575.3±10,4
10	1010	10	0.191	4.612	0.01339	0.027	0.0002	0.05	42.9	573.9±6,8
11	1030	10	0.142	4.586	0.01335	0.040	0.0003	0.07	52.7	569.1±4,1
12	1050	10	0.117	4.625	0.01357	0.050	0.0005	0.09	60.6	567.4±5,5
13	1080	10	0.096	4.595	0.01360	0.060	0.0003	0.11	67.3	567.7±5,3
14	1100	10	0.076	4.655	0.01356	0.077	0.0005	0.14	74.0	569.0±6,8
15	1120	10	0.100	4.640	0.01330	0.058	0.0004	0.10	80.8	571.2±3,3
16	1140	10	0.075	4.621	0.01347	0.029	0.0003	0.05	85.9	573.2±3,4
17	1160	10	0.222	4.609	0.01335	0.007	0.0004	0.01	89.5	567.4±4,6
18	1180	10	0.232	4.556	0.01321	0.006	0.0002	0.01	93.2	567.7±3,1
19	1200	10	0.147	4.570	0.01308	0.010	0.0003	0.02	95.6	566.4±6,6
20	1250	10	0.101	4.606	0.01322	0.050	0.0004	0.09	97.2	566.1±6,3
21	1300	10	0.079	4.623	0.01356	0.018	0.0005	0.03	98.4	565.8±11,2
22	1500	10	0.101	4.785	0.01342	0.022	0.0008	0.04	100.0	573.7±4,6
Обр. 26С фенгит, J=0.008227 ± 0.000076										
1	600	10	0.034	97.328	0.10616	9.276	0.3413	16.57	0.0	337.7±302.5
2	700	10	0.149	38.235	0.06643	4.180	0.1209	7.47	0.2	337.7±222.3
3	800	10	0.238	13.303	0.04087	2.695	0.0420	4.81	0.9	129.0±134.1
4	850	10	0.076	7.431	0.02110	0.620	0.0172	1.11	2.8	318.6±85.1
5	900	10	0.155	12.035	0.02041	0.354	0.0300	0.63	5.2	416.6±14.4
6	930	10	0.063	4.688	0.01444	0.268	0.0029	0.48	7.6	492.8±12.2
7	980	10	0.147	4.441	0.01409	0.064	0.0005	0.11	13.6	546.8±4.8
8	1030	10	0.299	4.631	0.01413	0.028	0.0004	0.05	25.4	568.4±4.8
9	1060	10	0.172	4.628	0.01388	0.057	0.0008	0.10	32.2	557.0±6.5
10	1090	10	0.160	4.577	0.01394	0.047	0.0005	0.08	38.5	559.5±3.8
11	1120	10	0.217	4.583	0.01362	0.031	0.0005	0.06	47.2	561.7±7.5
12	1150	10	0.297	4.617	0.01374	0.028	0.0004	0.05	58.9	566.9±3.7
13	1180	10	0.268	4.618	0.01339	0.039	0.0004	0.07	69.4	568.4±4.4
14	1210	10	0.158	4.671	0.01362	0.053	0.0005	0.09	75.6	572.1±3.9
15	1250	10	0.124	4.613	0.01393	0.061	0.0006	0.11	100.0	561.9±3.4
Обр. КУ98-8 фенгит, J=0.002565 ± 0.000024										
1	500	10	6.106	221.7	0.0636	0.0137	0.259	0.025	0.3	571.1±10.3
2	600	10	4.778	184.4	0.0248	0.0108	0.053	0.019	1.7	648.5±10.8

№	T, °C	t, мин	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Σ ³⁹ Ar, %	Воз-раст, млн лет (±1σ)
3	700	10	4.837	200.0	0.0300	0.0097	0.093	0.016	6.4	660.9±13.9
4	725	10	5.479	189.1	0.0239	0.0069	0.054	0.011	11.8	663.3±11.6
5	750	10	5.373	184.6	0.0205	0.0080	0.026	0.013	23.1	675.3±13.0
6	775	10	2.773	173.3	0.1898	0.0125	0.028	0.020	41.3	636.9±14.9
7	800	10	3.096	173.4	0.0174	0.0111	0.022	0.018	61.8	643.1±13.8
8	825	10	3.096	173.4	0.0174	0.0111	0.022	0.018	75.0	643.1±13.8
9	850	10	6.302	179.2	0.0208	0.0064	0.035	0.011	82.5	648.8±15.5
10	875	10	5.214	182.3	0.0256	0.0073	0.054	0.012	88.0	641.0±15.0
11	900	10	4.025	184.1	0.0266	0.0090	0.063	0.014	91.9	637.9±7.6
12	925	10	3.811	188.7	0.0285	0.0082	0.068	0.013	95.8	648.2±20.8
13	950	10	3.673	199.6	0.0278	0.0095	0.065	0.015	97.8	685.7±21.3
14	975	10	5.383	185.4	0.0274	0.0079	0.068	0.013	98.4	637.3±24.2
15	1000	10	6.598	198.2	0.0336	0.0079	0.107	0.013	98.9	642.1±17.1
16	1100	10	4.768	184.2	0.0244	0.0102	0.059	0.017	100.0	642.4±6.5

Таблица 3.8. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования мусковитов из мусковит-кварцевых сланцев аккреционной призмы (Северный Казахстан).

№	T, °C	t, мин	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Σ ³⁹ Ar, %	Возраст, млн лет (±1σ)
Обр. КО2-2, J=0.003005±0.000024								
1	500	10	7.085	139.9	0.1131	0.186	0.2	410.1±27.5
2	600	10	38.428	109.4	0.0290	0.038	1.6	466.3±5.7
3	650	10	36.558	109.7	0.0146	0.020	2.9	489.5±6.1
4	700	10	78.423	108.6	0.0147	0.010	5.8	497.1±3.9
5	750	10	116.795	107.5	0.0142	0.013	10.1	488.5±3.8
6	800	10	347.097	106.8	0.0170	0.011	23.1	488.4±3.5
7	850	10	612.096	104.8	0.0163	0.006	46.4	486.9±3.5
8	900	10	276.464	105.4	0.0164	0.008	56.8	486.8±3.5
9	950	10	161.511	106.0	0.0161	0.009	62.9	488.6±3.6
10	1000	10	151.807	106.1	0.0143	0.011	68.6	486.3±3.7
11	1050	10	339.343	104.8	0.0164	0.006	81.5	486.9±3.5
12	1100	10	473.544	104.2	0.0150	0.002	99.7	488.9±3.5
13	1150	10	9.601	114.0	0.0686	0.048	100.0	473.2±24.8
Обр. КО2-3, J=0.002757±0.000020								
1	550	10	23.337	107.4	0.0530	0.046	4.9	415.0±8.8
2	600	10	24.328	112.5	0.0164	0.019	9.7	466.4±5.1
3	650	10	36.913	113.3	0.0194	0.011	17.0	478.6±5.1
4	700	10	68.156	115.4	0.0220	0.024	30.2	472.0±6.5
5	750	10	55.726	112.6	0.0209	0.015	41.3	470.4±5.3
6	800	10	62.172	112.9	0.0231	0.012	53.7	475.2±4.6
7	850	10	48.350	113.5	0.0216	0.013	63.2	476.0±4.9
8	900	10	37.275	114.0	0.0170	0.017	70.5	473.8±6.3

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн. лет ($\pm 1\sigma$)
9	950	10	33.884	115.1	0.0219	0.009	77.1	486.8 \pm 7.9
10	1000	10	30.017	116.4	0.0201	0.019	82.9	480.9 \pm 4.4
11	1050	10	45.044	119.7	0.0200	0.011	91.3	502.4 \pm 6.8
12	1100	10	39.754	120.4	0.0235	0.031	98.7	482.3 \pm 8.4
13	1150	10	7.751	138.4	0.0367	0.048	100.0	531.2 \pm 20.1
Обр. КО2-6, J=0.002706\pm0.000019								
1	550	10	19.006	92.2	0.0345	0.027	2.4	369.9 \pm 7.9
2	650	10	97.449	113.7	0.0195	0.014	12.5	468.4 \pm 3.3
3	700	10	111.363	114.9	0.0170	0.007	23.9	481.3 \pm 3.2
4	750	10	135.608	114.8	0.0173	0.004	37.7	483.7 \pm 3.3
5	800	10	156.579	115.5	0.0187	0.005	53.6	484.7 \pm 3.3
6	850	10	152.023	116.2	0.0152	0.004	69.0	488.7 \pm 3.2
7	900	10	106.450	117.2	0.0196	0.008	79.7	488.1 \pm 3.1
8	950	10	84.625	118.1	0.0149	0.006	88.1	493.7 \pm 3.6
9	1000	10	66.936	118.2	0.0147	0.009	94.7	490.9 \pm 3.8
10	1050	10	41.048	118.1	0.0167	0.012	98.8	487.1 \pm 4.3
11	1100	10	12.581	123.4	0.0080	0.019	100.0	498.8 \pm 12.0
Обр. КО2-7, J=0.003020\pm0.000024								
1	550	10	38.366	85.4	0.3000	0.0600	2.1	335.5 \pm 5.3
2	600	10	44.659	107.2	0.0259	0.0293	4.1	470.1 \pm 6.5
3	650	10	55.931	107.2	0.0214	0.0270	6.6	472.8 \pm 5.4
4	700	10	59.691	107.6	0.0211	0.0240	9.2	478.0 \pm 5.1
5	750	10	90.324	106.6	0.0210	0.0135	13.2	487.2 \pm 4.5
6	800	10	220.519	105.6	0.0177	0.0096	23.0	487.8 \pm 3.7
7	850	10	513.883	104.7	0.0157	0.0060	46.2	488.4 \pm 3.7
8	900	10	514.352	104.8	0.0160	0.0061	69.4	488.5 \pm 3.5
9	950	10	254.868	105.0	0.0155	0.0067	80.9	488.6 \pm 3.7
10	1000	10	278.322	104.6	0.0157	0.0059	93.5	488.1 \pm 4.0
11	1050	10	134.476	105.5	0.0153	0.0055	99.5	492.3 \pm 3.8
12	1100	10	12.144	110.2	0.0273	0.0270	100.0	485.4 \pm 9.5

Примечание. J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Таблица 3.9. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования фенгита и глаукофана из эклогитов уймонской свиты (Горный Алтай).

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
Обр. С 11-15 глаукофан, J=0.003113 ± 0.000029										
1	550	10	4.207	317.0	1.4433	10.8219	0.8043	38.959	3.8	398.1±112.0
2	700	10	10.702	164.2	0.2671	12.9008	0.2709	46.443	22.8	419.9±15.9
3	800	10	8.837	116.9	0.1515	1.2530	0.0840	4.511	44.7	454.7±13.3
4	900	10	17.413	129.2	0.3544	10.0567	0.1010	36.204	83.8	486.3±9.7
5	950	10	4.195	146.7	0.3064	11.0221	0.2252	39.680	92.1	402.0±69.9
6	1050	10	3.216	209.0	0.3068	14.9712	0.4689	53.896	96.5	357.5±142.6
7	1200	10	2.677	223.0	0.2016	15.2933	0.4566	55.056	100.0	436.9±101.2
Обр. Н-29-2 фенгит, J=0.003088 ± 0.000028										
1	550	10	11.949	120.3	0.180	0.979	0.164	3.53	3.2	361.5±
2	600	10	11.523	114.9	0.063	0.386	0.067	1.39	6.4	464.5±
3	650	10	14.937	106.0	0.027	0.101	0.031	0.36	10.8	471.9±
4	700	10	21.532	104.1	0.018	0.005	0.015	0.02	17.4	484.8±
5	750	10	31.626	103.2	0.020	0.138	0.014	0.50	27.2	481.3±
6	800	10	47.214	103.0	0.016	0.111	0.009	0.40	41.8	486.7±
7	850	10	87.444	103.4	0.015	0.032	0.011	0.12	68.7	485.8±
8	900	10	57.560	103.4	0.018	0.134	0.010	0.48	86.5	487.4±
9	950	10	30.937	104.0	0.016	0.322	0.014	1.16	95.9	485.1±
10	1000	10	9.601	104.6	0.030	0.124	0.013	0.45	98.9	488.6±
11	1100	10	4.317	120.7	0.107	5.393	0.079	19.41	100.0	474.0±

Таблица 3.10. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования фенгитов и глаукофанов из эклогитов и глаукофановых сланцев Чарской зоны (Восточный Казахстан).

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
Обр. Н 41-03 фенгит, J=0.006207 ± 0.000057										
1	500	10	6.2	373.99	0.5676	0.5579	1.1309	2.008	0.0	398.5±38.9
2	600	10	20.1	77.68	0.0678	0.0346	0.0938	0.125	0.4	487.2±17.5
3	650	10	26.6	59.49	0.0273	0.0005	0.0344	0.002	0.9	481.8±9.3
4	700	10	56.0	54.38	0.0218	0.0147	0.0284	0.053	2.3	453.1±2.8
5	750	10	213.3	49.03	0.0173	0.0011	0.0111	0.004	7.9	451.0±1.7
6	800	10	817.7	46.00	0.0152	0.0020	0.0016	0.007	30.9	449.0±1.9
7	850	10	1167.4	46.04	0.0198	0.0142	0.0020	0.051	63.7	448.4±1.0
8	900	10	612.5	46.00	0.0157	0.0041	0.0015	0.015	80.9	449.3±1.9
9	950	10	490.2	46.02	0.0158	0.0054	0.0020	0.020	94.7	448.3±2.0
10	1000	10	130.3	47.59	0.0166	0.0237	0.0062	0.085	98.2	451.1±2.5
11	1050	10	44.8	50.70	0.0247	0.0713	0.0190	0.257	99.4	445.2±5.8
12	1100	10	26.0	54.78	0.0256	0.0379	0.0299	0.137	100.0	452.6±8.8
Обр. Н 41-03 глаукофан, J=0.006250 ± 0.000057										
1	600	10	27.6	582.01	0.6542	0.748	1.8166	2.69	0.5	448.9±84.0
2	700	10	25.7	325.06	0.3038	0.351	0.9603	1.26	1.3	414.2±67.3

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
3	800	10	54.1	80.70	0.0529	0.106	0.1285	0.38	8.0	427.1 \pm 6.6
4	850	10	60.7	61.95	0.0316	0.153	0.0593	0.55	17.9	442.0 \pm 2.4
5	900	10	129.0	54.78	0.0460	3.086	0.0411	11.11	41.6	426.2 \pm 7.3
6	950	10	96.1	48.04	0.0649	21.682	0.0120	78.06	61.8	442.5 \pm 4.2
7	1000	10	144.5	49.12	0.0432	21.170	0.0103	76.21	91.4	456.7 \pm 2.8
8	1050	10	27.3	129.44	0.1264	19.012	0.2992	68.44	93.5	411.9 \pm 16.7
9	1100	10	45.7	135.08	0.1091	21.145	0.3128	76.12	96.9	426.2 \pm 12.0
10	1150	10	24.6	112.43	0.1294	18.985	0.2525	68.35	99.1	382.7 \pm 33.3
11	1200	10	36.4	431.33	0.4065	13.794	1.3728	49.66	100.0	268.3 \pm 63.2
Обр. Н 25-03 фенгит, J=0.004920 \pm 0.000045										
1	500	10	6.4	83.38	0.0812	0.0472	0.0982	0.170	0.1	427.5 \pm 27.5
2	600	10	35.7	65.77	0.0331	0.0518	0.0291	0.186	1.1	447.1 \pm 7.3
3	650	10	52.8	62.84	0.0193	0.0342	0.0155	0.123	2.6	454.7 \pm 5.5
4	720	10	113.7	59.15	0.0173	0.0132	0.0060	0.047	6.0	448.7 \pm 5.2
5	750	10	440.0	58.04	0.0159	0.0072	0.0023	0.026	19.4	448.6 \pm 5.3
6	775	10	684.9	57.85	0.0158	0.0143	0.0013	0.051	40.4	449.1 \pm 5.3
7	785	10	338.5	57.97	0.0158	0.0050	0.0019	0.018	50.7	448.8 \pm 5.3
8	800	10	252.0	58.21	0.0156	0.0082	0.0024	0.030	58.4	449.4 \pm 5.3
9	825	10	213.7	58.26	0.0160	0.0133	0.0032	0.048	64.9	448.2 \pm 5.2
10	875	10	540.8	58.03	0.0157	0.0261	0.0017	0.094	81.4	449.6 \pm 5.3
11	925	10	364.0	58.01	0.0161	0.0762	0.0016	0.274	92.5	449.7 \pm 5.2
12	950	10	153.7	58.29	0.0157	0.0773	0.0016	0.278	97.2	451.6 \pm 5.4
13	1000	10	54.9	59.44	0.0170	0.1737	0.0054	0.625	98.9	451.8 \pm 5.4
14	1100	10	38.6	59.45	0.0240	0.8738	0.0156	3.146	100.0	430.9 \pm 7.1
Обр. Н 25-03 глаукофан, J=0.004920 \pm 0.000045										
1	500	10	3.2	83.11	0.0849	0.5968	0.0963	2.15	1.0	427.2 \pm 47.0
2	650	10	6.9	79.18	0.0784	0.1863	0.0799	0.67	3.4	433.7 \pm 35.0
3	800	10	107.7	60.84	0.0178	0.3207	0.0079	1.15	50.8	453.9 \pm 5.5
4	850	10	28.4	60.91	0.0193	2.6664	0.0104	9.60	63.3	449.2 \pm 6.5
5	950	10	56.1	62.10	0.0446	14.3436	0.0172	51.64	87.6	443.5 \pm 6.1
6	1000	10	9.9	65.07	0.0315	8.1757	0.0453	29.43	91.6	406.4 \pm 19.9
7	1100	10	19.6	62.89	0.0311	8.9157	0.0222	32.10	100.0	438.9 \pm 7.1
Обр. С 15-08 фенгит, J=0.003865 \pm 0.000035										
1	500	10	3.0	110.140	0.09549	0.5409	0.12799	1.947	0.09	444.7 \pm 53.4
2	600	10	8.8	90.077	0.02688	0.1118	0.04866	0.403	0.43	463.0 \pm 9.0
3	700	10	60.4	76.990	0.01476	0.0155	0.00875	0.056	3.12	456.0 \pm 5.2
4	790	10	99.4	77.967	0.01912	0.0126	0.01895	0.045	7.49	444.9 \pm 4.4
5	870	10	301.1	73.082	0.01801	0.0061	0.00252	0.022	21.63	444.8 \pm 4.0
6	930	10	593.4	73.308	0.01806	0.0072	0.00341	0.026	49.41	444.6 \pm 4.0
7	980	10	770.0	72.885	0.01760	0.0305	0.00357	0.110	85.67	442.0 \pm 4.0
8	1030	10	272.5	73.131	0.01772	0.0356	0.00320	0.128	98.45	443.9 \pm 4.1
9	1130	10	33.2	73.603	0.02314	0.2843	0.00932	1.023	100.0	436.6 \pm 5.1
Обр. С 15-08 глаукофан, J=0.003846 \pm 0.000035										
1	500	10	66.0	633.30	0.4875	3.558	1.8951	12.81	0.90	448.1 \pm 42.0
2	700	10	107.2	128.85	0.0554	0.170	0.1876	0.61	8.07	448.6 \pm 5.3
3	800	10	227.5	88.01	0.0258	0.162	0.0532	0.58	30.34	442.6 \pm 4.1
4	850	10	266.4	87.89	0.0275	0.098	0.0507	0.35	56.46	445.9 \pm 4.2

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
5	900	10	204.3	87.01	0.0353	0.851	0.0444	3.06	76.69	451.2 \pm 4.3
6	950	10	365.4	183.99	0.0797	0.787	0.3900	2.83	93.80	423.3 \pm 4.2
7	1000	10	299.5	416.28	0.2625	2.898	1.1939	10.43	100.0	394.2 \pm 5.8
Обр. 1423 фенгит, J=0.003883 \pm 0.000036										
1	500	10	3.7	91.81	0.0428	0.017	0.1040	0.06	0.14	384.1 \pm 31.0
2	600	10	9.4	80.22	0.0239	0.041	0.0595	0.15	0.56	392.9 \pm 12.2
3	700	10	27.2	79.55	0.0024	0.015	0.0273	0.06	1.79	442.0 \pm 15.6
4	800	10	210.4	77.48	0.0200	0.012	0.0171	0.04	11.47	447.2 \pm 4.1
5	875	10	689.7	74.69	0.0185	0.004	0.0095	0.01	44.42	444.1 \pm 4.2
6	925	10	387.9	74.83	0.0197	0.006	0.0086	0.02	62.92	446.4 \pm 4.1
7	975	10	416.1	73.56	0.0196	0.010	0.0063	0.04	83.10	443.1 \pm 4.1
8	1000	10	185.6	73.61	0.0177	0.001	0.0028	0.00	92.10	449.1 \pm 4.3
9	1050	10	121.8	73.39	0.0158	0.026	0.0022	0.09	98.02	448.8 \pm 4.3
10	1130	10	40.6	73.18	0.0190	0.354	0.0059	1.27	100.0	441.7 \pm 4.4
Обр. 1423 глаукофан, J=0.003810 \pm 0.000035										
1	500	10	2.6	96.21	0.10216	1.631	0.2898	5.87	0.12	71.2 \pm 93.7
2	650	10	23.5	79.35	0.02525	0.168	0.0233	0.60	1.41	439.8 \pm 8.6
3	750	10	46.4	80.08	0.02581	0.306	0.0123	1.10	3.96	461.1 \pm 7.6
4	850	10	232.7	74.83	0.01745	0.123	0.0042	0.44	17.60	445.8 \pm 4.1
5	925	10	685.2	74.22	0.01687	0.073	0.0003	0.26	58.12	448.9 \pm 4.0
6	975	10	517.4	74.51	0.01687	0.722	0.0021	2.60	88.60	447.5 \pm 4.0
7	1025	10	156.8	75.36	0.01688	2.767	0.0057	9.96	97.73	446.3 \pm 4.0
8	1075	10	32.2	80.47	0.02213	1.909	0.0357	6.87	99.48	426.1 \pm 8.8
9	1130	10	10.5	89.08	0.09457	7.309	0.0533	26.31	100.0	444.4 \pm 5.8

Таблица 3.11. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования фенгита и глаукофана из глаукофанового сланца джебашской серии Куртушибинского хребта (Западный Саян).

№	T, °C	t, мин	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
Обр. К 5-06 фенгит, J=0.005586 \pm 0.000051										
1	600	10	9.0	64.36	0.0510	0.069	0.0388	0.25	5.3	467.1 \pm 18.8
2	700	10	50.9	56.92	0.0241	0.011	0.0110	0.04	38.8	472.9 \pm 7.0
3	750	10	34.8	59.09	0.0250	0.061	0.0218	0.22	60.9	465.2 \pm 8.0
4	850	10	48.4	55.81	0.0213	0.136	0.0085	0.49	93.4	470.2 \pm 7.2
5	950	10	9.9	82.73	0.0511	2.757	0.1032	9.93	97.9	461.9 \pm 60.0
6	1150	10	8.6	151.98	0.0808	9.389	0.3265	33.80	100.0	487.1 \pm 74.2
Обр. К 5-06 глаукофан, J=0.005579 \pm 0.000051										
1	800	10	15.8	60.63	0.0474	0.512	0.0272	1.84	89.3	464.1 \pm 9.7
2	1150	10	3.9	124.06	0.0529	14.725	0.1266	53.01	100.0	711.5 \pm 60.2

Таблица 4.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов из метаморфических, магматических пород Чернорудской зоны (Ольхонский регион).

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9}нсм^3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Амфибол Т-53, навеска 44.9 мг, J = 0.003592 \pm 0.000034										
700	10	3.76	102.94	0.0629	1.6575	0.0824	5.967	0.9	448.6	37.0
900	10	15.37	81.50	0.0285	1.1258	0.0393	4.053	5.6	404.0	8.0
975	10	13.71	73.63	0.0286	1.4978	0.0016	5.392	10.3	420.9	9.2
1050	10	76.37	77.78	0.0240	4.8286	0.0083	17.383	34.8	431.9	4.6
1075	10	159.8	77.46	0.0186	5.1415	0.0044	18.510	86.4	436.2	4.0
1100	10	20.98	91.64	0.0277	4.1260	0.0451	14.854	92.1	447.1	16.1
1150	10	27.82	88.32	0.0259	4.5654	0.0396	16.435	100.0	438.5	10.0
Биотит Т-53, навеска 6.8 мг, J = 0.003585 \pm 0.000034										
500	10	1.00	138.55	0.2942	4.7928	0.4468	17.254	0.5	41.6	576.0
700	10	5.54	69.56	0.0720	0.4299	0.0482	1.547	5.6	326.3	29.9
850	10	39.09	73.82	0.0199	0.1444	0.0189	0.520	39.9	394.8	3.9
1000	10	22.62	75.78	0.0261	0.1970	0.0236	0.709	59.2	397.7	5.7
1225	10	46.36	73.45	0.0168	0.5419	0.0016	1.951	100.0	419.3	4.3
Биотит Т-56, навеска 26.9 мг, J = 0.003574 \pm 0.000033										
500	10	5.94	59.83	0.0672	0.2529	0.1389	0.911	0.2	117.2	34.2
600	10	27.07	77.12	0.0266	0.0917	0.0637	0.330	0.9	341.5	8.3
700	10	220.85	72.32	0.0191	0.0236	0.0085	0.085	7.2	401.9	3.4
750	10	202.86	71.84	0.0182	0.0244	0.0017	0.088	13.0	409.7	3.5
800	10	204.29	71.65	0.0177	0.0368	0.0032	0.133	18.8	406.4	3.6
850	10	100.96	71.86	0.0223	0.0588	0.0055	0.212	21.7	404.0	3.5
900	10	90.57	71.69	0.0206	0.0817	0.0061	0.294	24.2	402.2	3.6
950	10	83.97	72.30	0.0167	0.0422	0.0080	0.152	26.6	402.6	3.8
1000	10	81.73	72.32	0.0191	0.0440	0.0073	0.158	28.9	403.7	3.6
1050	10	65.28	73.61	0.0164	0.0188	0.0050	0.068	30.8	413.8	4.6
1100	10	128.46	71.86	0.0168	0.0209	0.0023	0.075	34.4	408.9	3.8
1150	10	548.97	72.08	0.0173	0.0166	0.0024	0.060	50.0	409.9	3.4
Амфибол Х-404, навеска 179.3 мг, J = 0.006041 \pm 0.000095										
500	10	206.48	1236.4	0.9646	0.3084	3.9298	1.110	6.7	675.7	88.1
600	10	47.90	899.47	0.9241	2.9780	2.7740	10.721	8.8	709.4	71.7
700	10	25.30	2189.1	2.0450	5.878	7.1414	21.162	9.3	702.5	309.9
800	10	25.01	3223.4	2.4775	4.368	10.1616	15.725	9.6	1528.1	313.7
900	10	33.07	3626.5	2.6429	5.910	11.1309	21.277	10.0	2004.7	391.0
1000	10	17.65	51.13	0.0849	1.837	0.0219	6.614	23.8	430.8	11.1
1100	10	80.50	47.54	0.1285	3.578	0.0052	12.881	91.6	442.5	6.8
1150	10	7.90	56.79	0.1518	24.333	0.0362	87.598	97.2	443.1	26.4
1200	10	5.78	82.59	0.2213	540.677	0.0413	1946.4	100.0	639.1	38.3
Роговая обманка 02-99, навеска 45.4 мг, J = 0.006344 \pm 0.000110										
500	10	1.29	71.28	1.5592	15.8418	0.1868	57.030	0.3	175.3	85.8
600	10	1.36	90.03	1.3859	24.6525	0.2992	88.749	0.6	18.2	43.4
700	10	1.02	108.48	1.0062	13.8331	0.2726	49.799	0.7	294.2	92.6
800	10	2.27	135.37	1.0979	6.7080	0.3292	24.149	1.0	390.3	39.9
900	10	1.47	64.06	0.8639	8.5548	0.0999	30.797	1.4	357.6	140.4
1000	10	7.48	51.77	1.0584	12.6527	0.0526	45.550	3.8	373.3	18.6
1050	10	26.88	46.08	1.1004	13.7814	0.0114	49.613	13.6	432.6	7.7
1100	10	187.91	44.51	1.0342	11.0184	0.0008	39.666	84.6	446.7	1.9
1150	10	32.00	46.69	1.0707	12.3337	0.0104	44.401	96.1	440.7	6.0
1200	10	11.99	51.80	1.0594	15.6335	0.0323	56.281	100.0	428.5	22.3
Биотит 356а, навеска 36.6 мг, J = 0.003379 \pm 0.000030										
500	10	25.54	76.78	0.0704	0.1351	0.1905	0.486	1.1	120.9	7.8
600	10	77.90	56.85	0.0373	0.0534	0.1114	0.192	5.8	140.3	1.9
650	10	116.76	58.15	0.0278	0.0640	0.0568	0.231	12.5	236.0	3.5
700	10	349.86	67.95	0.0245	0.0143	0.0293	0.051	30.0	329.4	2.9
750	10	248.65	73.90	0.0216	0.1032	0.0021	0.372	41.3	399.1	3.2
800	10	211.65	75.29	0.0202	0.0052	0.0150	0.019	50.8	387.2	3.3

T ⁰ C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	∑ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
850	10	136.78	77.02	0.0204	0.0120	0.0229	0.043	56.8	384.3	3.4
900	10	127.86	69.16	0.0222	0.0181	0.0278	0.065	63.1	337.7	3.2
950	10	109.70	70.37	0.0222	0.0009	0.0274	0.003	68.3	344.5	3.1
1000	10	280.75	70.09	0.0233	0.0189	0.0266	0.068	81.9	344.3	2.9
1050	10	207.39	69.34	0.0221	0.0136	0.0235	0.049	92.0	345.2	3.0
1100	10	158.17	66.83	0.0228	0.0063	0.0250	0.023	100.0	330.2	3.1
Полевой шпат 20-TR, навеска 75.7 мг, J = 0.004083 ± 0.000043										
450	10	10.49	99.91	0.0753	0.1204	0.1572	0.433	0.1	356.1	12.8
450	20	7.31	101.47	0.0847	2.1130	0.2856	7.607	0.1	121.6	24.5
550	10	17.47	42.15	0.0305	0.2930	0.0424	1.055	0.4	205.9	4.5
550	20	14.39	48.60	0.0284	0.1464	0.0664	0.527	0.7	201.7	5.8
600	10	20.15	40.97	0.0281	0.0847	0.0320	0.305	1.0	218.5	2.6
600	20	17.67	49.90	0.0256	0.1224	0.0566	0.441	1.3	229.2	2.9
650	10	25.73	40.10	0.0224	0.0992	0.0207	0.357	1.8	234.3	2.9
650	20	32.48	44.40	0.0234	0.0421	0.0340	0.152	2.3	236.7	4.0
700	10	47.42	40.67	0.0172	0.0085	0.0089	0.031	3.2	260.4	3.2
750	10	98.71	39.56	0.0151	0.0088	0.0075	0.032	5.0	256.1	2.7
800	10	158.10	40.39	0.0155	0.0219	0.0045	0.079	8.0	266.9	2.7
850	10	175.35	43.75	0.0162	0.0347	0.0043	0.125	10.9	288.6	2.9
900	10	193.82	49.94	0.0148	0.0432	0.0036	0.155	13.8	328.3	3.3
950	10	190.50	58.30	0.0159	0.0858	0.0052	0.309	16.3	376.1	3.7
1000	10	209.54	63.78	0.0163	0.0417	0.0061	0.150	18.7	407.0	3.9
1050	10	211.70	66.21	0.0156	0.0146	0.0066	0.053	21.1	420.3	4.0
1100	10	201.60	69.12	0.0162	0.0149	0.0075	0.054	23.3	435.7	4.2
1150	10	214.11	72.00	0.0164	0.0161	0.0085	0.058	25.5	450.6	4.3
1200	6	316.60	70.18	0.0159	0.0518	0.0059	0.186	28.8	444.6	4.2
1200	6	387.79	65.60	0.0155	0.0771	0.0039	0.278	33.2	421.5	4.0
1200	6	465.66	63.95	0.0154	0.0618	0.0031	0.223	38.7	413.2	4.0
1200	6	543.53	62.82	0.0153	0.0514	0.0025	0.185	45.1	407.6	4.0
1200	6	494.58	62.54	0.0152	0.0347	0.0021	0.125	51.0	406.5	3.9
1200	6	490.10	62.29	0.0153	0.0292	0.0022	0.105	56.9	404.9	3.8
1200	6	358.03	62.40	0.0154	0.0030	0.0036	0.011	61.1	403.3	3.8
1200	6	368.69	62.25	0.0155	0.0893	0.0030	0.322	65.6	403.4	3.8
1200	6	285.31	62.51	0.0161	0.0114	0.0034	0.041	69.0	404.3	3.8
1200	6	274.84	62.38	0.0162	0.0641	0.0038	0.231	72.2	402.7	3.9
1220	6	294.97	62.32	0.0149	0.0021	0.0035	0.008	75.8	402.9	3.8
1250	6	461.56	61.92	0.0154	0.0088	0.0026	0.032	81.3	402.1	3.8
1250	6	358.68	62.57	0.0153	0.0007	0.0045	0.003	85.6	402.6	3.9
1250	6	276.15	62.42	0.0161	0.0107	0.0044	0.039	88.9	401.9	3.9
1250	6	214.97	62.46	0.0159	0.0029	0.0047	0.011	91.4	401.6	3.9
1250	96	717.34	62.46	0.0159	0.0029	0.0047	0.011	100.0	401.6	3.9

Таблица 4.2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мусковитов из кварц-мусковитовых метасоматитов Приморского разлома.

T, °C	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	±	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	±	Выд. ^{39}Ar , %	$^{40}\text{Ar}^*$, %	Возраст, млн. лет	±
Мусковит 543/97, навеска 16.3 мг, величина J=0.004605±0.00005								
600	0.000482	0.000174	0.01405	0.00017	0.7	85.8	446.7	24.7
650	0.000402	0.000095	0.01478	0.00010	1.7	88.1	437.6	13.4
700	0.000344	0.000039	0.01496	0.00004	3.5	89.8	440.5	6.7
750	0.000098	0.000013	0.01602	0.00002	16.5	97.1	444.2	4.6
800	0.000020	0.000015	0.01660	0.00002	56.2	99.4	439.3	4.6
825	0.000026	0.000018	0.01656	0.00002	68.5	99.2	439.6	4.8
850	0.000060	0.000021	0.01647	0.00003	74.8	98.2	437.7	4.9
900	0.000087	0.000035	0.01635	0.00004	79.4	97.4	437.4	5.9
950	0.000093	0.000034	0.01620	0.00004	83.1	97.3	440.4	5.9
1000	0.000065	0.000020	0.01624	0.00002	87.0	98.1	442.7	4.9
1050	0.000088	0.000030	0.01631	0.00003	91.9	97.4	438.3	5.5
1100	0.000048	0.000032	0.01649	0.00003	97.9	98.6	438.6	5.7
1150	0.000189	0.000090	0.01597	0.00009	100.0	94.4	434.5	11.9
Мусковит 155/99, навеска 21.45 мг, величина J=0.004373±0.00005, возраст плато (750-1100°C): 436.4±1.6 млн. лет								
600	0.000456	0.000090	0.01372	0.00009	0.8	86.5	439.5	13.0
650	0.000292	0.000076	0.01446	0.00008	1.8	91.4	440.3	10.8
700	0.000269	0.000045	0.01477	0.00005	3.6	92.0	434.8	7.2
750	0.000130	0.000023	0.01522	0.00003	10.3	96.2	440.1	5.3
775	0.000016	0.000019	0.01582	0.00003	37.2	99.5	438.3	5.0
800	0.000020	0.000030	0.01587	0.00004	53.7	99.4	436.9	5.7
850	0.000030	0.000012	0.01588	0.00002	69.7	99.1	435.3	4.6
900	0.000048	0.000015	0.01580	0.00002	77.5	98.6	435.2	4.8
950	0.000065	0.000033	0.01570	0.00004	82.1	98.1	435.8	6.0
1000	0.000098	0.000036	0.01568	0.00005	86.5	97.1	432.2	6.2
1050	0.000051	0.000014	0.01575	0.00002	92.9	98.5	436.2	4.7
1100	0.000054	0.000017	0.01569	0.00002	98.2	98.4	437.2	4.9
1150	0.000200	0.000048	0.01497	0.00006	100.0	94.1	438.2	7.5

Таблица 4.3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотитов и амфибола из бластомилонитов «коллизийного шва» (Ольхонский регион).

T ⁰ C	t (min)	$^{40}\text{Ar}_g$ 10 ⁻⁹ нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
Биотит O124, J = 0.003933 ± 0.000036										
550	10	24.8	61.97	0.0856	2.669	0.05350	9.61	1.2	301.0	5.4
600	10	58.7	67.55	0.0794	0.984	0.01819	3.54	3.7	394.7	3.9
650	10	172.5	67.87	0.0760	0.007	0.00687	0.02	11.0	415.5	4.0
700	10	257.1	67.76	0.0748	0.126	0.00252	0.45	21.9	422.1	4.0
750	10	271.2	68.15	0.0747	0.011	0.00163	0.04	33.4	425.7	3.9
800	10	100.1	67.79	0.0770	0.226	0.00368	0.81	37.7	420.3	4.2
850	10	101.3	66.50	0.0776	0.994	0.00723	3.58	42.1	407.1	4.2
900	10	116.9	66.28	0.0749	0.025	0.00538	0.09	47.2	409.0	4.0
950	10	390.2	65.84	0.0756	0.030	0.00416	0.11	64.2	408.5	3.8
1000	10	120.1	68.95	0.0760	0.483	0.00368	1.74	69.3	426.8	4.2
1050	10	187.0	69.89	0.0756	0.394	0.00292	1.42	77.0	433.3	4.3
1100	10	267.6	70.76	0.0746	0.368	0.00180	1.32	87.9	440.0	4.0
1150	10	241.1	70.49	0.0739	0.221	0.00137	0.80	97.8	439.2	4.0
1200	10	56.0	72.58	0.0761	0.069	0.00670	0.25	100.0	442.1	5.5
Биотит O149, J = 0.003888 ± 0.000036										
550	10	34.9	69.15	0.0217	0.085	0.03135	0.31	1.9	383.9	5.1
600	10	126.4	69.04	0.0154	0.514	0.00766	1.85	8.7	423.2	4.0
650	10	208.8	68.74	0.0166	0.636	0.00273	2.29	19.9	429.7	3.9
700	10	290.6	68.96	0.0155	0.207	0.00140	0.74	35.6	433.2	3.9
750	10	143.9	69.01	0.0160	0.104	0.00070	0.37	43.3	434.6	4.0
800	10	88.4	68.79	0.0156	0.269	0.00319	0.97	48.1	429.2	4.1
850	10	53.0	68.76	0.0157	0.147	0.00590	0.53	50.9	424.5	4.7
900	10	33.9	68.29	0.0150	0.088	0.00552	0.32	52.8	422.5	4.0
950	10	89.7	67.93	0.0167	0.066	0.00465	0.24	57.7	422.0	4.1
1000	10	216.7	68.53	0.0146	0.193	0.00192	0.69	69.4	429.9	3.9
1050	10	235.1	69.06	0.0150	0.404	0.00141	1.45	82.0	433.7	3.9
1100	10	204.3	69.35	0.0146	0.139	0.00119	0.50	92.9	435.7	4.0
1150	10	133.3	69.91	0.0151	0.682	0.00257	2.45	100.0	436.6	3.9
Биотит O172-1, J = 0.004677 ± 0.000043										
500	10	13.3	103.51	0.1231	4.24	0.22952	15.25	0.8	278.5	30.4
650	10	106.5	58.16	0.0345	0.30	0.02151	1.07	11.5	391.4	6.1
700	10	154.7	57.86	0.0272	0.20	0.01189	0.73	27.1	408.6	6.4
750	10	174.5	59.20	0.0288	0.39	0.01411	1.42	44.4	413.2	6.1
800	10	98.4	87.38	0.0448	0.63	0.10842	2.27	51.0	415.3	8.6
850	10	49.2	75.56	0.0388	0.83	0.07379	3.01	54.8	404.6	6.5
900	10	54.6	63.37	0.0255	0.06	0.03593	0.23	59.8	397.8	6.8
950	10	57.6	61.14	0.0313	0.58	0.02931	2.08	65.3	396.0	6.6
1000	10	98.5	63.98	0.0345	0.35	0.03633	1.27	74.4	401.2	6.4
1050	10	100.9	61.39	0.0297	0.33	0.01888	1.19	84.0	418.4	6.9
1100	10	103.8	63.29	0.0297	0.33	0.01860	1.19	93.6	431.6	7.0
1150	10	69.9	70.85	0.0350	0.56	0.04104	2.02	99.4	437.8	7.9
1200	10	22.5	204.50	1.2082	13.21	0.46753	47.57	100.0	487.6	26.4
Биотит O172-2, J = 0.004667 ± 0.000043										
500	10	32.7	132.08	0.1274	1.98	0.33942	7.14	0.8	249.5	5.3
600	10	84.5	74.51	0.0466	0.43	0.08239	1.56	4.7	379.5	4.9
650	10	120.1	64.29	0.0349	0.26	0.04610	0.95	11.1	382.9	4.7
700	10	172.9	70.20	0.0345	0.26	0.06104	0.95	19.4	393.1	4.9
800	10	300.2	79.02	0.0413	0.07	0.08940	0.25	32.4	396.1	4.5
850	10	224.6	70.26	0.0350	0.21	0.05698	0.76	43.3	401.6	4.7

T ⁰ C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Σ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
900	10	124.7	61.97	0.0306	0.13	0.03061	0.45	50.1	398.3	4.8
950	10	122.2	60.09	0.0311	0.86	0.02559	3.11	57.0	395.6	4.5
1000	10	219.3	68.06	0.0360	0.21	0.05473	0.74	68.0	391.2	4.4
1050	10	248.5	69.54	0.0358	0.62	0.05508	2.22	80.2	400.5	4.5
1100	10	271.8	70.66	0.0372	0.28	0.05610	0.99	93.3	406.0	4.5
1150	10	145.6	73.51	0.0366	0.25	0.05814	0.91	100.0	421.1	5.0
Биотит O172-Г, J = 0.004657 ± 0.000043										
500	10	13.9	270.03	0.1919	10.15	0.7686	36.53	0.4	328.6	69.7
600	10	109.0	73.95	0.0552	0.05	0.0848	0.17	11.6	370.0	4.4
650	10	19.0	117.83	0.0870	3.24	0.2301	11.68	12.8	376.5	21.2
750	10	111.0	62.27	0.0324	0.29	0.0240	1.06	26.3	412.7	5.3
800	10	114.7	62.64	0.0324	0.57	0.0222	2.05	40.2	418.5	5.1
850	10	89.3	81.78	0.0043	4.39	0.0864	15.81	48.4	419.7	6.3
900	10	62.2	65.73	0.0383	0.55	0.0426	1.99	55.6	399.0	5.8
1000	10	99.5	60.13	0.0380	0.39	0.0258	1.42	68.1	394.6	4.9
1050	10	93.0	62.44	0.0357	0.35	0.0269	1.26	79.4	408.1	5.0
1100	10	91.7	65.46	0.0364	0.37	0.0300	1.34	90.0	422.0	4.9
1150	10	96.7	73.47	0.0351	2.35	0.0502	8.44	100.0	435.6	4.9
Биотит O2132, J = 0.004689 ± 0.000043										
500	10	23.0	402.016	0.35676	9.33	1.31941	33.57	0.2	99.8	31.8
650	10	80.5	64.922	0.04478	0.43	0.03798	1.55	4.0	405.2	5.0
700	10	147.1	58.061	0.03368	0.21	0.01330	0.76	11.8	408.1	4.7
750	10	219.1	56.952	0.03373	0.41	0.00794	1.48	23.6	411.3	4.6
800	10	206.5	57.547	0.03260	1.13	0.00918	4.08	34.6	412.8	4.6
850	10	154.1	58.787	0.03238	0.58	0.01272	2.09	42.7	414.1	4.8
900	10	118.0	60.270	0.03181	0.83	0.01907	2.99	48.7	411.5	4.8
950	10	91.6	65.652	0.03719	0.38	0.03936	1.38	53.0	407.3	5.1
1000	10	124.2	59.399	0.03374	1.06	0.01619	3.81	59.4	411.3	4.8
1050	10	155.2	58.161	0.03336	0.52	0.01266	1.89	67.6	410.0	5.0
1100	10	229.9	57.925	0.03231	0.13	0.00983	0.48	79.8	414.1	4.7
1150	10	235.0	58.348	0.03186	0.13	0.00902	0.48	92.2	418.5	4.6
1200	10	153.8	60.401	0.03338	0.82	0.01748	2.94	100.0	415.5	4.7
Роговая обманка O206, J = 0.004071 ± 0.000037										
500	10	14.5	462.0	0.8135	4.85	1.3319	17.5	0.5	443.6	73.0
600	10	3.7	216.8	0.4144	6.13	0.2976	22.1	0.8	760.8	169.8
700	10	6.9	205.7	0.3146	8.01	0.5176	28.9	1.4	351.3	74.5
800	10	9.8	310.9	0.2531	9.56	0.6394	34.4	1.9	727.4	49.3
900	10	14.8	130.2	0.0835	5.74	0.1455	20.7	3.8	548.2	18.4
950	10	9.6	93.9	0.0796	5.10	0.0550	18.4	5.5	496.0	13.9
1000	10	14.3	85.9	0.1141	6.35	0.0697	22.9	8.3	425.5	10.6
1050	10	19.3	78.3	0.0799	5.05	0.0317	18.2	12.5	446.4	17.7
1100	10	38.2	71.2	0.0696	3.74	0.0225	13.5	21.5	421.2	7.0
1150	10	230.1	67.7	0.0576	3.16	0.0081	11.4	78.7	425.6	4.3
1200	10	87.8	69.2	0.0528	3.31	0.0067	11.9	100.0	436.9	4.7

Таблица 4.4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд и амфиболов из сланцев комплекса Орсо (Ольхонский регион).

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Биогит Т-9а, J = 0.003799 ± 0.000035										
500	10	3.9	87.819	0.25168	0.1627	0.23062	0.586	0.3	130.0	32.3
600	10	17.3	75.201	0.04447	0.0242	0.04179	0.087	2.1	386.3	5.9
700	10	137.5	70.705	0.01987	0.0026	0.00760	0.010	17.3	417.1	3.9
750	10	137.4	70.432	0.01881	0.0026	0.00319	0.009	32.4	422.7	3.8
800	10	123.5	70.837	0.01748	0.0097	0.00174	0.035	46.0	427.2	4.4
850	10	56.7	70.439	0.01985	0.0287	0.00386	0.103	52.3	421.6	4.8
925	10	45.5	70.322	0.01875	0.0195	0.00571	0.070	57.3	418.0	5.4
1000	10	83.9	70.747	0.01863	0.0048	0.00089	0.017	66.5	428.0	4.0
1050	10	78.2	71.225	0.01841	0.0466	0.00427	0.168	75.0	425.2	4.4
1100	10	111.0	70.826	0.01682	0.0033	0.00211	0.012	87.2	426.5	4.4
1150	10	116.1	70.759	0.01632	0.0097	0.00027	0.035	100.0	429.1	3.9
Мусковит Т-9а, J = 0.003779 ± 0.000035										
500	10	3.9	66.641	0.01795	0.0822	0.08357	0.296	0.3	265.4	39.7
600	10	12.8	74.978	0.05027	0.0680	0.03327	0.245	1.0	397.1	5.8
700	10	47.4	72.903	0.01560	0.0078	0.01393	0.028	4.0	416.9	4.5
750	10	39.6	72.922	0.01803	0.0371	0.01481	0.134	6.5	415.6	6.1
800	10	146.4	70.931	0.01760	0.0062	0.00827	0.022	15.9	415.2	3.7
850	10	429.7	69.317	0.01773	0.0021	0.00284	0.008	44.2	415.2	3.7
900	10	293.9	68.716	0.01753	0.0082	0.00183	0.030	63.7	413.6	3.7
950	10	94.4	69.010	0.01734	0.0119	0.00331	0.043	69.9	412.8	3.9
1000	10	69.4	69.539	0.01755	0.0005	0.00420	0.002	74.5	414.2	4.6
1050	10	74.0	69.906	0.01886	0.0127	0.00507	0.046	79.3	414.8	3.9
1100	10	107.8	69.619	0.01707	0.0034	0.00373	0.012	86.3	415.4	3.9
1150	10	207.0	69.141	0.01748	0.0029	0.00222	0.011	100.0	415.2	3.7
Мусковит Т-23а, J = 0.003713 ± 0.000034										
500	10	3.9	86.045	0.05286	0.0272	0.22034	0.098	0.2	135.1	48.0
600	10	9.9	79.099	0.05653	0.0979	0.07541	0.352	0.9	345.3	15.0
700	10	30.3	72.519	0.01626	0.0029	0.01648	0.011	3.2	404.3	6.3
750	10	29.2	70.987	0.02511	0.0298	0.01180	0.107	5.4	403.5	8.8
850	10	243.9	70.370	0.01746	0.0120	0.00533	0.043	24.1	410.4	3.7
900	10	207.9	69.610	0.01827	0.0247	0.00285	0.089	40.3	410.3	3.6
950	10	58.9	70.964	0.01084	0.0148	0.00102	0.053	44.8	420.3	4.0
1000	10	71.8	70.173	0.02017	0.0120	0.00539	0.043	50.3	409.3	4.0
1050	10	136.1	70.168	0.01658	0.0063	0.00434	0.023	60.8	410.9	3.7
1100	10	404.1	70.076	0.01685	0.0021	0.00149	0.008	91.9	414.9	3.6
1150	10	106.9	71.587	0.01839	0.0258	0.00434	0.093	100.0	418.4	3.7
Амфибол Т-17, J = 0.003718 ± 0.000034										
975	10	1.9	111.857	0.06074	40.3869	0.19385	145.393	3.1	333.3	170.2
1075	10	23.6	79.456	0.02849	58.7729	0.03918	211.582	55.8	406.0	9.3
1125	10	16.9	80.948	0.01653	41.2066	0.01915	148.344	92.9	445.3	14.1
1200	10	4.1	103.657	0.04275	54.6325	0.07442	196.677	100.0	478.4	63.5
Амфибол Т-106, J = 0.003718 ± 0.000034										
600	10	2.6	97.37	0.0395	15.128	0.1204	54.46	1.1	375.0	128.6
900	10	26.4	76.54	0.0308	15.822	0.0130	56.96	15.3	433.6	9.9
975	10	15.9	81.34	0.0201	11.101	0.0240	39.96	23.4	441.8	12.5
1050	10	90.2	75.20	0.0209	9.880	0.0003	35.57	72.7	446.4	4.7
1100	10	14.5	88.08	0.0349	12.224	0.0433	44.01	79.5	447.3	9.9
1200	10	41.7	83.56	0.0222	12.755	0.0264	45.92	100.0	449.8	4.4

Таблица 4.5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфиболов и слюд из пород полуострова Шида и массива Тог (Ольхонский регион).

T ⁰ C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9}нсм^3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Амфибол X-728, J = 0.005993 ± 0.000055										
500	10	2.2	69.01	0.3376	3.984	0.1443	14.34	0.4	264.8	187.4
600	10	4.0	79.13	0.1946	4.103	0.0859	14.77	1.0	503.8	84.6
700	10	8.6	78.17	0.1612	2.569	0.0624	9.25	2.5	552.1	21.9
800	10	26.6	94.61	0.0483	1.458	0.0203	5.25	6.1	768.4	14.3
900	10	35.5	59.58	0.0363	1.193	0.0082	4.30	13.7	531.5	9.0
950	10	27.6	53.06	0.0469	1.582	0.0083	5.70	20.4	477.9	10.5
1000	10	39.0	53.05	0.1078	6.201	0.0084	22.32	29.8	477.6	7.7
1050	10	78.0	52.22	0.1304	8.265	0.0066	29.75	48.9	475.1	7.2
1100	10	164.7	48.34	0.1427	12.970	0.0011	46.69	92.6	456.2	6.6
1150	10	30.4	52.50	0.1528	13.175	0.0054	47.43	100.0	480.5	10.3
Биотит X-728, J = 0.006012 ± 0.000055										
500	10	1.6	49.413	0.21049	2.334	0.0925	8.402	0.1	225.0	91.7
600	10	5.8	51.846	0.04738	0.359	0.0501	1.294	0.4	362.8	38.4
650	10	10.4	50.693	0.03248	0.191	0.0296	0.688	1.0	405.7	15.6
700	10	29.1	47.561	0.02348	0.056	0.0087	0.201	2.8	431.8	8.0
750	10	68.1	46.342	0.02281	0.045	0.0055	0.162	7.1	429.5	7.0
800	10	80.5	45.817	0.02219	0.037	0.0017	0.134	12.2	434.5	6.9
850	10	110.4	45.409	0.02338	0.043	0.0014	0.154	19.3	431.9	6.4
900	10	177.5	45.349	0.02103	0.026	0.0011	0.093	30.7	432.2	6.3
950	10	138.0	45.137	0.02326	0.033	0.0017	0.119	39.6	428.8	6.7
1000	10	221.9	45.176	0.02191	0.046	0.0008	0.167	53.9	431.4	6.2
1050	10	169.4	45.302	0.02306	0.102	0.0012	0.367	64.7	431.4	6.3
1100	10	259.6	45.304	0.02164	0.039	0.0011	0.139	81.4	431.7	6.6
1150	10	263.0	45.377	0.02126	0.018	0.0009	0.064	98.3	432.9	6.2
1200	10	29.0	49.649	0.03025	0.119	0.0192	0.429	100.0	423.2	7.3
Биотит X-721, J = 0.006027 ± 0.000055										
500	10	23.9	845.689	0.65703	1.7440	2.64026	6.278	0.03	600.2	96.3
600	10	27.4	228.872	0.19157	0.1377	0.60950	0.496	0.18	464.9	44.5
650	10	30.8	64.381	0.04759	0.1115	0.07039	0.401	0.77	420.7	8.4
700	10	92.2	50.747	0.03466	0.0293	0.02266	0.106	3.00	424.8	6.2
750	10	252.4	45.539	0.02819	0.0161	0.00446	0.058	9.79	426.3	6.0
800	10	400.7	45.052	0.02749	0.0095	0.00187	0.034	20.70	428.6	6.0
850	10	515.0	45.063	0.02872	0.0189	0.00125	0.068	34.72	430.3	6.0
900	10	294.1	45.588	0.02915	0.0214	0.00194	0.077	42.63	433.1	6.0
950	10	131.1	45.610	0.02937	0.0021	0.00217	0.008	46.16	432.7	6.1
1000	10	378.0	45.550	0.02774	0.0138	0.00108	0.050	56.33	434.9	6.1
1050	10	291.4	45.587	0.02689	0.0192	0.00090	0.069	64.17	435.7	6.1
1100	10	308.0	45.368	0.02708	0.0124	0.00134	0.045	72.50	432.7	6.0
1150	10	503.7	45.128	0.02641	0.0151	0.00105	0.054	86.19	431.4	6.0
1200	10	507.8	45.077	0.02584	0.0025	0.00107	0.009	100.00	430.9	6.0
Амфибол X-158, J = 0.004558 ± 0.000042										
550	10	4.1	113.241	0.27251	4.969	0.1757	17.9	0.70	444.6	54.0
650	10	3.0	86.232	0.02941	5.720	0.1676	20.6	1.37	279.2	56.1
800	10	6.3	246.738	0.20593	23.599	0.5803	85.0	1.86	532.1	112.4
950	10	6.9	86.236	0.17376	16.833	0.1353	60.6	3.39	345.2	19.8
1000	10	8.3	79.004	0.13413	14.517	0.0584	52.3	5.41	447.4	8.6
1050	10	176.8	61.687	0.13027	16.411	0.0056	59.1	60.44	436.4	4.9
1100	10	39.2	64.458	0.13117	15.604	0.0148	56.2	72.13	436.8	6.0
1150	10	67.3	62.437	0.13597	16.441	0.0068	59.2	92.81	438.9	5.2

1200	10	23.7	63.118	0.13659	16.245	0.0144	58.5	100.00	428.8	5.7
Флогопит X-759, J = 0.004515 ± 0.000041										
500	10	145.9	554.754	0.37856	0.197	1.7980	0.709	2.2	181.5	10.2
600	10	150.3	70.022	0.04156	0.009	0.1084	0.032	20.4	285.6	3.3
650	10	52.1	65.247	0.02769	0.037	0.0313	0.133	27.2	406.7	5.4
700	10	70.7	71.564	0.02204	0.011	0.0176	0.039	35.6	472.9	5.7
750	10	82.3	71.359	0.02253	0.033	0.0119	0.121	45.4	482.1	5.9
800	10	207.9	67.469	0.02197	0.002	0.0116	0.008	71.5	458.2	4.9
850	10	87.6	68.665	0.02545	0.035	0.0104	0.127	82.3	468.0	5.2
900	10	59.5	68.828	0.02192	0.026	0.0112	0.094	89.6	467.4	5.8
950	10	68.2	68.154	0.02179	0.013	0.0124	0.046	98.1	461.1	5.3
1000	10	16.7	74.934	0.03375	0.032	0.0403	0.114	100.0	451.7	8.5

Таблица 4.6. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов магматических, метаморфических пород Бирхинского габброидного массива и его складчатого обрамления (Ольхонский регион).

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Роговая обманка 99-163, J = 0.006310 ± 0.000058										
500	10	2.0	168.886	3.4559	5.958	0.5186	21.45	0.2	169.8	114.8
750	10	2.1	118.969	1.1632	15.825	0.3334	56.97	0.5	219.0	154.4
900	10	2.5	82.044	0.3834	12.627	0.0266	45.46	1.1	692.8	135.7
1000	10	41.5	52.878	0.3283	8.949	0.0109	32.22	15.5	491.8	4.5
1050	10	83.2	51.448	0.3295	8.798	0.0013	31.67	45.3	503.9	3.5
1100	10	97.8	51.397	0.3659	8.050	0.0013	28.98	80.3	503.5	3.4
1150	10	42.8	52.337	0.3335	8.686	0.0069	31.27	95.3	497.3	4.0
1200	10	15.3	60.306	0.3490	17.056	0.0274	61.40	100.0	513.9	18.9
Биотит 99-110, J = 0.004135 ± 0.000038										
550	10	29.9	202.362	0.9104	0.1081	0.6458	0.389	0.5	84.0	2.7
650	10	27.8	96.201	0.8112	0.0372	0.1601	0.134	1.6	332.2	11.2
750	10	150.7	79.013	0.7463	0.0101	0.0524	0.036	8.5	420.9	4.4
800	10	248.9	68.648	0.7414	0.0067	0.0123	0.024	21.6	429.6	4.3
850	10	384.8	70.673	0.7423	0.0042	0.0181	0.015	41.2	431.3	5.0
900	10	96.8	74.300	0.7391	0.0058	0.0320	0.021	45.9	428.6	4.4
950	10	234.1	70.870	0.7341	0.0072	0.0226	0.026	57.8	424.8	4.3
1000	10	78.0	72.807	0.7413	0.0138	0.0397	0.050	61.7	406.2	4.6
1050	10	87.9	73.479	0.7245	0.0251	0.0314	0.090	66.0	424.7	4.6
1100	10	104.8	72.294	0.7091	0.0194	0.0225	0.070	71.3	433.3	4.9
1150	10	216.3	69.644	0.7088	0.0063	0.0140	0.023	82.5	432.4	4.4
1200	10	330.5	68.121	0.7153	0.0397	0.0078	0.143	100.0	434.3	4.4
Амфибол Т-366, J = 0.003660 ± 0.000034										
850	10	3.2	155.40	0.1768	18.49	0.3709	66.57	2.1	279.5	182.2
975	10	15.0	87.40	0.0390	21.13	0.0422	76.08	19.5	437.3	18.0
1025	10	45.2	85.94	0.0140	17.24	0.0001	62.06	72.9	493.2	7.0
1050	10	4.7	145.86	0.0931	18.74	0.2235	67.47	76.1	462.4	58.7
1100	10	6.3	90.76	0.0456	19.67	0.0557	70.83	83.2	433.9	36.0
1150	10	14.4	86.79	0.0330	19.45	0.0326	70.01	100.0	448.8	18.3
Биотит Т-396, J = 0.003653 ± 0.000033										
500	10	20.4	59.994	0.03441	0.0443	0.07358	0.159	0.9	236.0	6.6
600	10	116.4	69.971	0.02130	0.0131	0.01554	0.047	5.5	386.4	3.5
650	10	304.0	74.292	0.01818	0.0106	0.00558	0.038	16.6	424.6	3.7
700	10	318.0	75.448	0.01718	0.0077	0.00431	0.028	28.1	432.6	3.7
750	10	116.6	74.784	0.01794	0.0125	0.00537	0.045	32.4	427.5	3.8

T°C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Σ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
800	10	104.4	75.664	0.01852	0.0368	0.00637	0.132	36.1	430.5	3.9
850	10	147.1	74.977	0.02019	0.0458	0.00817	0.165	41.5	424.2	3.8
900	10	151.9	74.817	0.01849	0.0266	0.00582	0.096	47.0	427.0	3.9
950	10	301.9	75.154	0.01810	0.0100	0.00413	0.036	58.0	431.3	3.7
1000	10	276.0	75.310	0.01674	0.0020	0.00229	0.007	68.0	435.0	3.7
1050	10	484.4	75.367	0.01690	0.0081	0.00196	0.029	85.5	435.7	3.7
1100	10	392.0	75.631	0.01738	0.0087	0.00142	0.031	99.6	437.9	3.7
1150	10	11.9	84.382	0.03722	0.1779	0.05758	0.640	100.0	396.9	14.8
Биотит Т-486, J = 0.003631 ± 0.000033										
500	10	6.6	64.846	0.06064	0.0273	0.0880	0.0984	1.0	238.1	20.4
600	10	54.2	71.138	0.02565	0.0091	0.0169	0.0327	9.0	388.3	4.7
650	10	83.2	71.650	0.02098	0.0264	0.0072	0.0952	21.0	406.2	4.8
700	10	63.6	71.529	0.01753	0.0079	0.0062	0.0285	30.2	407.1	5.2
750	10	27.7	77.853	0.02456	0.0020	0.0220	0.0071	33.9	415.6	9.7
850	10	58.0	72.521	0.02166	0.0088	0.0102	0.0317	42.2	406.0	6.2
900	10	53.5	71.853	0.01638	0.0235	0.0112	0.0846	49.9	400.9	5.6
1000	10	178.8	70.396	0.02179	0.0041	0.0074	0.0146	76.3	399.2	3.9
1050	10	92.2	70.731	0.01987	0.0055	0.0074	0.0199	89.8	400.9	4.9
1100	10	70.4	71.670	0.02006	0.0309	0.0155	0.1113	100.0	393.3	4.4
Биотит Ол-17, J = 0.004281 ± 0.000039										
500	10	4.2	47.413	0.1257	0.5554	0.0230	2.000	1.0	289.2	36.4
600	10	52.0	54.853	0.1330	0.4693	0.0120	1.690	11.9	358.2	4.8
650	10	65.0	57.858	0.1359	0.1215	0.0073	0.437	24.7	385.9	4.5
700	10	62.9	57.683	0.1351	0.2791	0.0034	1.005	37.2	392.0	4.3
750	10	44.0	54.970	0.1234	0.0018	0.0037	0.006	46.3	374.4	4.8
800	10	45.0	54.834	0.1242	0.0881	0.0058	0.317	55.7	369.7	4.9
850	10	39.4	55.860	0.1366	0.0615	0.0065	0.221	63.8	374.8	5.3
900	10	50.9	56.645	0.1519	0.4273	0.0096	1.538	74.1	374.0	4.7
950	10	50.2	59.652	0.1440	0.2477	0.0045	0.892	83.7	402.1	4.9
1000	10	47.9	61.688	0.1362	0.2679	0.0041	0.965	92.6	415.5	4.8
1050	10	32.3	63.104	0.1374	0.5646	0.0078	2.032	98.5	417.3	7.8
1100	10	9.6	71.359	0.1343	2.3552	0.0386	8.479	100.0	412.1	17.9
Амфибол Ол-116, J = 0.004071 ± 0.000037										
600	10	5.2	130.15	0.1715	0.22	0.2919	0.79	0.9	296.5	39.0
700	10	5.9	68.92	0.0365	0.93	0.0390	3.34	2.9	378.8	12.5
800	10	4.5	65.32	0.0433	0.11	0.0394	0.38	4.5	356.5	25.5
900	10	7.3	66.12	0.0504	3.97	0.0278	14.29	7.1	381.8	15.1
1000	10	96.3	63.91	0.0608	7.39	0.0009	26.61	42.0	415.6	5.2
1050	10	111.2	64.20	0.0564	6.84	0.0003	24.63	82.2	418.4	4.3
1100	10	13.6	66.55	0.0572	4.99	0.0120	17.97	86.9	411.9	7.7
1150	10	34.5	64.80	0.0666	7.97	0.0066	28.70	99.3	411.0	5.8
1200	10	3.1	101.04	0.1053	5.13	0.1192	18.46	100.0	428.4	42.1
Амфибол Ол-118, J = 0.004025 ± 0.000037										
600	10	26.6	56.46	0.0541	0.27	0.0406	0.99	4.2	297.1	4.3
700	10	29.3	60.46	0.0458	0.91	0.0139	3.26	8.6	368.9	6.4
800	10	20.3	55.15	0.0439	0.32	0.0222	1.16	11.9	322.2	6.3
900	10	32.7	55.21	0.0784	2.19	0.0113	7.88	17.2	342.0	4.3
950	10	85.3	62.20	0.1425	2.84	0.0039	10.21	29.5	396.4	4.9
1000	10	284.9	63.75	0.1621	3.75	0.0010	13.50	69.6	410.4	4.1
1050	10	116.7	64.19	0.1670	3.51	0.0012	12.62	85.9	412.6	4.1
1100	10	23.5	64.41	0.1501	4.45	0.0071	16.00	89.1	403.7	4.8
1150	10	76.7	64.44	0.1686	5.21	0.0026	18.77	99.8	411.5	4.4
1200	10	2.8	122.21	0.3390	17.53	0.2059	63.12	100.0	398.2	72.3

T ⁰ C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Σ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
Биотит X-681, J = 0.006037 ± 0.000055										
500	10	8.8	266.527	0.58297	0.0073	0.77995	0.0261	0.1	355.3	87.5
600	10	55.9	66.713	0.46738	0.0027	0.07272	0.0096	2.3	435.5	6.6
650	10	166.6	47.934	0.44511	0.0002	0.01332	0.0008	11.6	425.0	6.0
700	10	324.2	45.177	0.43717	0.0004	0.00210	0.0014	30.7	429.8	6.0
750	10	316.2	44.943	0.43554	0.0000	0.00086	0.0002	49.5	430.9	6.1
800	10	110.3	45.060	0.43089	0.0019	0.00340	0.0070	56.1	425.5	6.1
850	10	95.2	44.869	0.43150	0.0017	0.00242	0.0061	61.7	426.3	6.1
900	10	71.6	44.555	0.43463	0.0010	0.00288	0.0037	66.0	422.4	6.1
950	10	80.2	44.852	0.43011	0.0035	0.00235	0.0127	70.8	426.3	6.3
1000	10	123.4	44.818	0.42561	0.0002	0.00201	0.0009	78.1	426.9	6.2
1050	10	176.3	44.927	0.42476	0.0006	0.00116	0.0021	88.6	430.0	6.1
1100	10	167.9	45.235	0.42484	0.0003	0.00032	0.0010	98.5	434.8	6.1
1150	10	26.7	47.986	0.39558	0.0041	0.01566	0.0147	100.0	419.4	8.0
Биотит 1, J = 0.004491 ± 0.000041										
500	10	774.6	113.966	0.06975	0.0254	0.27364	0.092	12.5	250.1	3.5
550	10	230.4	61.511	0.02527	0.0150	0.05414	0.054	19.4	335.5	3.8
600	10	447.8	58.057	0.01796	0.0070	0.01729	0.025	33.6	384.9	4.3
650	10	513.9	56.424	0.01581	0.0052	0.00565	0.019	50.3	396.7	4.5
700	10	382.3	56.294	0.01559	0.0001	0.00530	0.001	62.8	396.5	4.3
750	10	206.7	55.047	0.01739	0.0169	0.01216	0.061	69.7	375.1	4.1
800	10	217.3	53.378	0.01811	0.0213	0.01596	0.077	77.2	356.6	4.1
850	10	265.5	53.845	0.01616	0.0213	0.01120	0.077	86.3	369.0	4.2
900	10	227.9	55.546	0.01642	0.0248	0.01073	0.089	93.8	381.1	4.4
950	10	120.5	58.177	0.01872	0.0386	0.02119	0.139	97.7	378.1	4.4
1000	10	28.0	65.262	0.02050	0.0902	0.05047	0.325	98.4	367.8	4.2
1100	10	52.8	62.590	0.02252	0.2926	0.03474	1.053	100.0	380.8	5.3

Таблица 4.7. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования биотита из биотитового гранита Айского массива и прорывающей граниты пегматитовой жилы (Ольхонский регион).

T ⁰ C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Σ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
Биотит Ол-55, J = 0.004233 ± 0.000039										
500	10	41.0	67.838	0.22954	0.610	0.074424	2.194	1.4	320.0	4.8
600	10	287.7	59.000	0.213608	0.125	0.013465	0.448	12.5	377.7	3.9
650	10	448.8	57.880	0.208719	0.106	0.002195	0.380	30.2	391.4	3.9
700	10	506.6	58.092	0.209019	0.082	0.0012	0.295	50.1	394.5	4.0
750	10	317.1	57.842	0.208183	0.024	0.001682	0.086	62.6	392.1	4.0
800	10	222.1	57.265	0.205229	0.026	0.000967	0.092	71.4	389.8	3.9
850	10	208.9	56.321	0.199257	0.270	0.001716	0.971	79.9	382.6	4.0
900	10	212.0	57.569	0.20521	0.001	0.000745	0.004	88.3	392.1	4.0
950	10	257.2	59.607	0.207391	0.017	0.005581	0.060	98.1	395.8	4.0
1000	10	41.3	65.966	0.208189	0.789	0.029638	2.841	99.5	391.2	5.2
1100	10	26.1	130.522	0.216154	3.502	0.25259	12.606	100.0	383.1	12.2
Биотит Ол-58, J = 0.004185 ± 0.000038										
500	10	41.0	67.838	0.22954	0.610	0.074424	2.194	1.4	320.0	4.8
600	10	287.7	59.000	0.213608	0.125	0.013465	0.448	12.5	377.7	3.9
650	10	448.8	57.880	0.208719	0.106	0.002195	0.380	30.2	391.4	3.9
700	10	506.6	58.092	0.209019	0.082	0.0012	0.295	50.1	394.5	4.0
750	10	317.1	57.842	0.208183	0.024	0.001682	0.086	62.6	392.1	4.0

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
800	10	222.1	57.265	0.205229	0.026	0.000967	0.092	71.4	389.8	3.9
850	10	208.9	56.321	0.199257	0.270	0.001716	0.971	79.9	382.6	4.0
900	10	212.0	57.569	0.20521	0.001	0.000745	0.004	88.3	392.1	4.0
950	10	257.2	59.607	0.207391	0.017	0.005581	0.060	98.1	395.8	4.0
1000	10	41.3	65.966	0.208189	0.789	0.029638	2.841	99.5	391.2	5.2
1100	10	26.1	130.522	0.216154	3.502	0.25259	12.606	100.0	383.1	12.2

Таблица 5.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования магматических пород нагорья Сангилен (Республика Тыва).

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Амфибол ЕЗ-99, J = 0.003178 ± 0.000029										
500	10	11.0	2448.83	3.6097	5.40	7.9258	9.64	0.4	526.7	300.0
600	10	12.8	1581.65	5.1863	33.40	3.7407	59.62	1.2	1662.2	251.4
700	10	49.0	1979.36	4.0850	62.30	3.1856	111.21	3.7	2630.1	107.7
800	10	29.2	461.59	0.9707	46.53	0.5453	83.06	10.0	1208.8	36.8
850	10	7.0	215.70	0.2897	48.46	0.2260	86.50	13.2	698.6	97.6
950	10	13.8	145.27	0.2564	24.47	0.1262	43.68	22.6	531.9	19.9
1050	10	30.8	121.21	0.5113	10.25	0.0403	17.92	47.8	522.6	10.1
1150	10	55.2	129.40	0.6337	8.14	0.0342	14.53	90.0	579.7	8.9
1250	10	40.2	399.01	0.7883	117.63	0.1889	209.98	100.0	1329.9	16.3
Амфибол ПЗ-00, J = 0.003200 ± 0.000029										
500	10	6.7	318.94	1.6427	0.647	0.9853	1.16	0.2	153.7	75.2
600	10	7.5	252.24	3.0670	6.519	0.7180	11.64	0.6	217.6	136.3
700	10	33.1	693.80	3.7484	10.027	0.9103	17.90	1.2	1548.6	31.7
800	10	39.0	200.58	0.5983	1.205	0.1479	2.15	3.4	733.9	14.1
850	10	44.4	109.44	0.2143	0.247	0.0298	0.44	8.2	503.7	7.5
900	10	66.4	103.98	0.1341	0.107	0.0133	0.19	15.7	501.0	5.3
950	10	90.3	99.61	0.1282	0.152	0.0075	0.27	26.3	489.4	5.0
1000	10	107.0	100.39	0.1940	0.545	0.0108	0.97	38.7	488.5	4.5
1050	10	125.0	102.80	0.4011	1.767	0.0084	3.15	53.0	502.3	4.3
1100	10	200.1	104.01	0.4140	2.362	0.0060	4.22	75.5	510.7	4.5
1150	10	164.2	105.31	0.3513	2.538	0.0066	4.53	93.7	515.5	4.2
1200	10	61.1	113.99	0.7765	3.486	0.0244	6.22	100.0	530.3	5.8
Биогит АГ-344, J = 0.005808 ± 0.000090										
450	10	16.5	313.136	0.24305	–	0.074424	–	0.0031011	0.1	255.4
550	10	45.9	62.181	0.06110	–	0.013465	–	0.0012466	0.8	370.7
600	10	105.1	60.691	0.05219	–	0.002195	–	0.0007605	2.6	435.9
650	10	372.4	54.206	0.04400	–	0.0012	–	0.0002072	9.5	467.1
675	10	308.6	53.831	0.04263	–	0.001682	–	0.0000873	15.3	479.7
700	10	376.1	53.594	0.04296	–	0.000967	–	0.0000675	22.4	480.3
725	10	365.1	53.567	0.04268	–	0.001716	–	0.0000578	29.3	481.4
750	10	440.6	53.749	0.04303	–	0.000745	–	0.0000701	37.6	481.2
775	10	384.0	53.411	0.04231	–	0.005581	–	0.0000542	44.8	487.1
800	10	340.9	53.641	0.04261	–	0.9853	–	0.0000683	51.2	480.6
850	10	400.5	53.058	0.04206	–	0.7180	–	0.0000587	58.9	477.2
900	10	312.3	52.800	0.04248	–	0.9103	–	0.0000823	64.9	472.2
950	10	358.4	53.373	0.04190	–	0.1479	–	0.0000752	71.6	477.6
1000	10	411.9	53.685	0.04136	–	0.0298	–	0.0000554	79.4	482.6
1050	10	535.4	53.722	0.04177	–	0.0133	–	0.0000387	89.5	485.0

T°C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Σ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
1100	10	313.7	54.262	0.04299	–	0.0075	–	0.0000699	95.3	485.3
1150	10	217.3	54.896	0.04329	–	0.0108	–	0.0001049	99.3	485.7
1200	10	50.0	73.796	0.05673	–	0.0084	–	0.0008443	100.0	503.2
Биотит Ш16-99, J = 0.003150 ± 0.000029										
550	10	3.5	102.88	0.2738	0.3117	0.1964	0.556	0.1	238.4	99.4
600	10	6.5	120.07	0.5129	0.1100	0.2262	0.196	0.3	279.6	65.9
650	10	24.5	114.05	0.5360	0.0031	0.0948	0.006	0.9	432.7	11.6
675	10	31.2	97.88	0.5327	0.0842	0.0365	0.150	1.9	437.4	7.9
700	10	50.5	95.26	0.5411	0.0044	0.0162	0.008	3.4	452.4	5.9
725	10	102.3	94.61	0.5512	0.0235	0.0062	0.042	6.7	462.5	4.5
750	10	115.6	94.79	0.5487	0.0097	0.0062	0.017	10.3	463.3	5.3
775	10	151.2	94.79	0.5526	0.0139	0.0049	0.025	15.1	465.0	5.3
800	10	157.6	94.69	0.5517	0.0339	0.0061	0.061	20.1	463.0	3.7
850	10	203.1	94.73	0.5508	0.0143	0.0053	0.026	26.5	464.2	3.8
900	10	239.6	94.63	0.5500	0.0081	0.0052	0.014	34.0	463.9	4.0
950	10	211.9	95.15	0.5548	0.0236	0.0047	0.042	40.7	466.9	3.8
1000	10	288.8	94.98	0.5561	0.0187	0.0042	0.033	49.8	466.8	3.8
1050	10	365.6	94.88	0.5568	0.0160	0.0039	0.028	61.3	466.7	3.8
1100	10	720.0	94.46	0.5491	0.0141	0.0034	0.025	84.1	465.5	3.7
1150	10	458.3	94.64	0.5751	0.0711	0.0036	0.127	98.6	466.1	3.6
1200	10	47.6	98.30	0.4915	0.1823	0.0222	0.325	100.0	458.0	4.6
Амфибол 5-704, J = 0.002923 ± 0.000027										
500	10	11.3	173.40	0.1207	–	0.4420	–	6.2	212.6	29.3
700	10	136.6	104.37	0.0394	–	0.0394	–	18.9	432.7	3.3
800	10	136.6	104.37	0.0394	–	0.0394	–	31.6	432.7	3.3
900	10	73.6	108.37	0.0471	–	0.0449	–	44.6	442.5	5.0
1000	10	296.1	105.48	0.1165	–	0.0142	–	58.4	467.8	3.3
1050	10	329.9	105.79	0.1236	–	0.0120	–	72.2	471.8	3.4
1075	10	87.1	111.27	0.1016	–	0.0325	–	86.0	469.4	4.6
1200	10	98.5	115.54	0.1408	–	0.0408	–	100.0	476.8	4.0
Биотит 5-704, J = 0.002899 ± 0.000027										
500	10	49.2	131.81	0.0934	–	0.3260	–	0.9	176.6	7.0
550	10	87.8	97.84	0.0581	–	0.1355	–	3.0	279.5	3.3
600	10	237.0	97.63	0.0412	–	0.0481	–	8.8	390.7	2.8
625	10	148.4	100.87	0.0371	–	0.0222	–	12.3	436.1	3.3
650	10	209.6	102.50	0.0351	–	0.0119	–	17.2	455.1	3.2
675	10	314.1	103.47	0.0325	–	0.0077	–	24.4	464.1	3.2
700	10	298.5	104.10	0.0332	–	0.0070	–	31.2	467.5	3.2
725	10	195.5	104.75	0.0336	–	0.0086	–	35.6	468.2	3.4
750	10	117.0	106.66	0.0365	–	0.0187	–	38.3	463.9	3.8
800	10	138.8	105.24	0.0335	–	0.0146	–	41.4	463.0	3.4
850	10	144.7	104.12	0.0349	–	0.0157	–	44.7	457.2	3.5
900	10	235.4	102.23	0.0338	–	0.0131	–	50.2	452.6	3.2
925	10	224.6	102.60	0.0342	–	0.0104	–	55.4	457.4	3.3
950	10	247.2	103.36	0.0345	–	0.0088	–	61.1	462.4	3.3
975	10	122.2	104.14	0.0342	–	0.0112	–	63.9	462.7	3.8
1025	10	483.8	102.96	0.0349	–	0.0064	–	75.1	463.6	3.2
1050	10	391.9	104.44	0.0342	–	0.0076	–	84.0	468.2	3.3
1075	10	319.8	105.33	0.0333	–	0.0062	–	91.2	473.3	3.3
1100	10	277.6	106.02	0.0336	–	0.0082	–	97.4	473.7	3.3
1150	10	118.6	109.95	0.0357	–	0.0189	–	100.0	476.9	3.6
Амфибол А19-4, J = 0.002899 ± 0.000027										
400	10	35.2	366.53	0.2856	23.38	0.9567	41.73	0.4	333.3	92.1

T°C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	∑ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
500	10	24.8	212.83	0.1694	0.39	0.5370	0.70	1.0	222.1	52.8
600	10	34.7	129.25	0.1185	7.21	0.2216	12.87	2.2	258.9	9.0
700	10	71.7	167.35	0.1108	2.07	0.1942	3.69	4.1	425.7	5.5
750	10	36.4	163.79	0.0747	7.46	0.2488	13.32	5.2	356.4	14.0
800	10	35.6	151.82	0.1041	0.20	0.2280	0.35	6.2	335.5	12.1
850	10	46.6	121.35	0.0776	0.10	0.1242	0.19	8.0	336.2	3.5
900	10	58.2	107.36	0.0535	2.01	0.0862	3.59	10.4	326.2	5.0
950	10	35.0	130.06	0.1006	6.14	0.1317	10.96	11.7	359.6	8.9
1000	10	55.8	173.05	0.2099	3.42	0.1425	6.11	13.1	496.6	6.8
1050	10	331.6	128.23	0.2232	3.55	0.0267	6.33	24.9	461.1	3.1
1100	10	369.0	119.40	0.2176	3.32	0.0120	5.92	39.0	445.9	3.2
1150	10	1493.9	118.92	0.2138	3.09	0.0070	5.51	96.1	449.3	2.9
1200	10	114.0	133.81	0.2302	2.28	0.0464	4.06	100.0	460.3	3.7
Биотит 2D, J = 0.002316 ± 0.000021										
450	10	47.5	316.77	0.3205	–	0.9500	–	0.5	144.6	26.7
500	10	66.3	286.10	0.2127	–	0.7116	–	1.2	291.8	11.8
550	10	108.6	177.50	0.0975	–	0.2253	–	3.0	412.5	4.6
600	10	193.1	143.66	0.0717	–	0.0919	–	7.1	431.0	2.7
650	10	545.4	126.17	0.0546	–	0.0238	–	20.3	439.6	2.5
675	10	530.6	123.30	0.0532	–	0.0128	–	33.4	440.9	2.4
700	10	877.0	122.29	0.0529	–	0.0088	–	55.2	441.4	2.4
715	10	641.5	122.44	0.0515	–	0.0079	–	71.1	442.8	2.5
730	10	311.1	126.24	0.0529	–	0.0217	–	78.6	441.9	2.6
760	10	244.6	131.22	0.0556	–	0.0432	–	84.3	437.3	2.8
800	10	150.7	132.77	0.0611	–	0.0516	–	87.7	434.3	3.4
850	10	110.2	129.60	0.0644	–	0.0544	–	90.3	421.1	3.4
900	10	82.3	134.56	0.0682	–	0.0879	–	92.2	404.7	3.6
950	10	75.3	138.39	0.0826	–	0.1109	–	93.8	394.8	6.6
1000	10	121.2	140.07	0.0671	–	0.0796	–	96.5	431.1	3.7
1050	10	79.5	156.50	0.0771	–	0.1339	–	98.0	432.4	5.0
1100	10	100.7	153.51	0.0713	–	0.1164	–	100.0	439.5	4.4
Амфибол 20H, J = 0.004222 ± 0.000039										
500	10	5.1	122.68	0.1416	4.70	0.2652	16.91	0.35	309.3	37.2
600	10	5.4	96.63	0.0531	3.19	0.1475	11.48	0.82	364.6	37.8
700	10	7.0	81.68	0.0005	1.67	0.0411	6.02	1.55	464.4	33.5
850	10	14.6	80.63	0.0338	1.52	0.0384	5.48	3.08	463.0	11.8
1000	10	55.6	76.05	0.0250	3.14	0.0265	11.32	9.27	456.7	6.0
1070	10	518.8	66.69	0.0191	3.46	0.0046	12.47	75.11	439.4	4.4
1130	10	202.6	68.90	0.0198	3.58	0.0109	12.88	100.00	441.5	4.5
Биотит 30H, J = 0.004837 ± 0.000044										
500	10	26.6	283.01	0.21887	1.218	0.87504	4.386	0.27	201.6	34.6
600	10	33.3	142.44	0.08558	0.870	0.34996	3.134	0.93	312.0	13.4
700	10	93.2	74.17	0.02894	0.163	0.05988	0.588	4.50	435.7	5.0
750	10	191.9	67.12	0.02305	0.027	0.03306	0.097	12.61	441.7	5.1
800	10	316.2	59.85	0.01817	0.011	0.00823	0.040	27.61	442.1	5.0
850	10	277.6	60.07	0.01975	0.013	0.00837	0.045	40.73	443.4	5.0
900	10	230.0	60.71	0.01943	0.091	0.01159	0.328	51.49	441.2	5.0
950	10	161.0	60.48	0.01830	0.022	0.00912	0.079	59.05	444.7	5.1
1000	10	126.1	67.17	0.02629	0.045	0.03146	0.163	64.38	445.2	5.6
1060	10	180.2	60.06	0.01963	0.104	0.00884	0.375	72.90	442.4	5.1
1130	10	560.7	58.74	0.01715	0.027	0.00259	0.097	100.00	445.9	5.0

Таблица 5.2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд метаморфических пород мугурского зонального комплекса нагорья Сангилен (Республика Тыва).

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9} нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Биотит 11423, J = 0.002154 ± 0.000020										
500	10	56.3	193.73	0.10327	–	0.37365	–	0.70	297.8	11.7
550	10	132.2	163.07	0.04178	–	0.10718	–	2.64	449.6	2.8
600	10	237.9	145.11	0.02584	–	0.02457	–	6.57	469.1	2.5
625	10	432.3	140.84	0.02366	–	0.01295	–	13.93	466.5	2.5
650	10	344.4	139.85	0.02317	–	0.00836	–	19.83	467.7	2.5
675	10	272.9	140.39	0.02012	–	0.00560	–	24.49	471.7	2.5
700	10	199.6	140.95	0.02598	–	0.01252	–	27.89	467.3	3.0
750	10	281.2	143.05	0.02491	–	0.01513	–	32.60	471.3	2.6
800	10	282.7	141.91	0.02213	–	0.01032	–	37.38	472.1	2.8
850	10	310.1	140.39	0.02276	–	0.00952	–	42.67	468.2	2.5
900	10	433.0	139.76	0.02116	–	0.00647	–	50.10	469.1	2.4
950	10	715.7	138.46	0.02120	–	0.00415	–	62.49	467.2	2.4
975	10	595.4	138.52	0.02194	–	0.00338	–	72.80	468.1	2.4
1000	10	529.9	138.52	0.02108	–	0.00457	–	81.97	467.0	2.4
1025	10	328.1	138.42	0.02386	–	0.00496	–	87.65	466.4	2.4
1050	10	412.7	139.07	0.02170	–	0.00443	–	94.76	468.8	2.5
1075	10	197.5	140.01	0.02342	–	0.00975	–	98.15	466.9	2.7
1150	10	111.1	143.62	0.02614	–	0.01496	–	100.00	473.1	2.9
Биотит 86-135, J = 0.003200 ± 0.000029										
500	10	6.3	361.04	0.25133	–	1.12421	–	0.92	115.9	161.1
600	10	51.1	258.56	0.12758	–	0.51221	–	11.27	397.8	7.8
700	10	65.0	149.01	0.02965	–	0.08118	–	34.14	456.1	4.2
800	10	36.3	154.08	0.03508	–	0.08726	–	46.48	466.7	8.2
900	10	45.3	160.22	0.04804	–	0.13312	–	61.30	442.8	7.4
1000	10	75.6	152.35	0.03068	–	0.08280	–	87.29	465.4	3.4
1100	10	65.5	270.01	0.09887	–	0.48517	–	100.00	461.4	8.4
Мусковит, J = 0.002344 ± 0.000021										
600	10	6.3	238.21	0.10407	58.25	0.41509	103.98	1.10	432.4	34.2
650	10	51.1	150.89	0.03903	1.44	0.12283	2.56	2.36	429.2	7.9
700	10	65.0	150.34	0.03902	8.20	0.07657	14.64	4.37	472.4	7.9
750	10	36.3	131.38	0.01848	0.92	0.01924	1.64	15.44	465.8	2.7
800	10	45.3	127.38	0.01709	0.24	0.00618	0.43	53.69	465.4	2.6
825	10	75.6	127.97	0.01880	0.14	0.00905	0.26	64.66	464.6	2.8
850	10	65.5	129.48	0.01706	0.63	0.02100	1.12	70.50	458.0	3.2
900	10	65.5	131.80	0.02086	1.05	0.02004	1.88	73.73	466.5	3.6
950	10	65.5	131.95	0.01735	3.24	0.02349	5.78	77.30	463.6	5.9
1000	10	65.5	130.03	0.02124	1.22	0.01833	2.19	82.30	462.3	2.9
1050	10	65.5	128.34	0.01567	1.23	0.00683	2.20	89.29	467.9	3.4
1100	10	65.5	127.89	0.01611	1.57	0.00670	2.80	98.37	466.6	3.3
1150	10	65.5	136.70	0.02290	2.37	0.03764	4.23	100.00	465.5	7.1
Биотит 86-140, J = 0.002237 ± 0.000020										
500	10	50.7	237.75	0.1617	137.31	0.3389	245.10	0.97	484.2	68.1
550	10	59.2	173.31	0.0709	5.28	0.2085	9.42	2.52	402.3	33.8
600	10	152.0	150.25	0.0354	0.66	0.0620	1.18	7.11	466.5	3.4
625	10	177.1	140.65	0.0238	0.98	0.0269	1.76	12.82	469.0	3.5
650	10	167.1	137.62	0.0229	1.54	0.0166	2.76	18.33	469.0	3.2
675	10	210.6	136.95	0.0180	0.40	0.0120	0.71	25.31	471.1	3.1
700	10	184.3	136.36	0.0182	0.11	0.0119	0.19	31.44	469.4	3.2

T°C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	∑ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
750	10	62.4	138.02	0.0142	4.33	0.0220	7.72	35.39	465.3	6.4
800	10	64.7	144.01	0.0225	2.32	0.0205	4.14	39.32	485.3	6.2
900	10	124.6	152.37	0.0292	2.94	0.0550	5.24	46.46	479.5	3.2
950	10	105.7	147.51	0.0352	10.03	0.0401	17.91	52.72	478.1	3.7
1000	10	159.6	139.41	0.0212	3.18	0.0243	5.68	62.72	467.5	3.0
1050	10	247.2	138.79	0.0183	0.06	0.0203	0.10	78.27	469.3	3.0
1100	10	225.7	137.74	0.0196	0.06	0.0198	0.12	92.58	466.4	2.9
1150	10	103.9	122.32	0.0404	9.26	0.0189	16.53	100.00	418.6	23.4
Биотит 86-133, J = 0.006338 ± 0.000058										
450	10	16.5	313.136	0.24305	–	0.074424	–	0.0031011	0.1	255.4
550	10	45.9	62.181	0.06110	–	0.013465	–	0.0012466	0.8	370.7
600	10	105.1	60.691	0.05219	–	0.002195	–	0.0007605	2.6	435.9
650	10	372.4	54.206	0.04400	–	0.0012	–	0.0002072	9.5	467.1
675	10	308.6	53.831	0.04263	–	0.001682	–	0.0000873	15.3	479.7
700	10	376.1	53.594	0.04296	–	0.000967	–	0.0000675	22.4	480.3
725	10	365.1	53.567	0.04268	–	0.001716	–	0.0000578	29.3	481.4
750	10	440.6	53.749	0.04303	–	0.000745	–	0.0000701	37.6	481.2
775	10	384.0	53.411	0.04231	–	0.005581	–	0.0000542	44.8	487.1
800	10	340.9	53.641	0.04261	–	0.9853	–	0.0000683	51.2	480.6
850	10	400.5	53.058	0.04206	–	0.7180	–	0.0000587	58.9	477.2
900	10	312.3	52.800	0.04248	–	0.9103	–	0.0000823	64.9	472.2
950	10	358.4	53.373	0.04190	–	0.1479	–	0.0000752	71.6	477.6
1000	10	411.9	53.685	0.04136	–	0.0298	–	0.0000554	79.4	482.6
Биотит 86-137, J = 0.002093 ± 0.000019										
500	10	111.8	96.81	0.03894	–	0.09359	–	3.7	243.9	1.7
600	10	481.0	134.46	0.02000	–	0.01782	–	15.1	431.8	2.2
650	10	663.1	141.31	0.01762	–	0.01103	–	30.1	457.9	2.3
675	10	321.9	142.73	0.02270	–	0.01747	–	37.3	456.5	2.5
700	10	166.7	143.34	0.01947	–	0.01721	–	41.0	458.5	2.4
750	10	190.3	140.17	0.01991	–	0.01289	–	45.4	452.9	3.1
800	10	316.0	140.63	0.02016	–	0.01188	–	52.5	455.2	2.4
825	10	232.4	141.58	0.01823	–	0.01416	–	57.8	456.0	2.4
850	10	168.9	140.50	0.01953	–	0.01610	–	61.6	451.1	2.8
875	10	171.4	140.68	0.01662	–	0.01323	–	65.5	454.2	2.7
900	10	202.1	143.36	0.01884	–	0.01290	–	70.0	462.3	2.6
925	10	209.0	144.19	0.01864	–	0.01141	–	74.6	466.0	2.5
950	10	251.4	144.48	0.01701	–	0.01233	–	80.2	466.1	2.6
975	10	279.1	145.12	0.01820	–	0.01267	–	86.3	467.6	2.5
1000	10	246.0	146.18	0.01738	–	0.01261	–	91.7	470.8	2.4
1025	10	247.7	149.23	0.02266	–	0.02330	–	97.0	470.4	2.6
1050	10	45.5	153.62	0.03565	–	0.04344	–	98.0	465.9	5.9
1100	10	81.9	162.88	0.03534	–	0.06644	–	99.6	473.1	3.5
1150	10	36.5	268.34	0.09147	–	0.39800	–	100.0	494.7	11.9
Биотит 01-6/8, J = 0.005043 ± 0.000046										
550	10	15.0	163.11	0.18631	–	0.44077	–	0.2	276.7	18.8
600	10	28.9	96.09	0.07927	–	0.17877	–	0.7	356.0	7.3
650	10	86.3	66.72	0.02920	–	0.03803	–	2.9	445.1	6.0
700	10	194.3	62.04	0.02006	–	0.01388	–	8.4	462.5	5.5
750	10	275.6	60.16	0.01877	–	0.00601	–	16.4	465.6	5.5
800	10	276.5	60.06	0.02061	–	0.00494	–	24.4	467.1	5.5
850	10	294.4	60.03	0.01573	–	0.00463	–	33.0	467.5	5.5
900	10	380.5	59.65	0.01678	–	0.00218	–	44.1	469.9	5.5
950	10	404.1	59.61	0.01741	–	0.00267	–	55.9	468.7	5.4

T°C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	∑ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
1000	10	720.4	59.53	0.01564	–	0.00191	–	77.0	469.7	5.4
1050	10	464.6	60.19	0.01569	–	0.00181	–	90.5	474.5	5.5
1100	10	237.3	61.32	0.01513	–	0.00382	–	97.2	478.3	5.6
1150	10	103.6	64.69	0.01582	–	0.00824	–	100.0	492.6	6.0
Биотит 01-6/11, J = 0.005104 ± 0.000047										
550	10	13.4	115.758	0.15450	–	0.28451	–	0.2	270.5	27.3
600	10	32.2	67.786	0.04451	–	0.09652	–	1.0	329.5	6.4
650	10	91.7	63.703	0.02079	–	0.01998	–	3.4	466.4	5.7
700	10	260.3	60.594	0.01693	–	0.00808	–	10.7	469.3	5.6
750	10	349.0	60.079	0.01554	–	0.00409	–	20.5	474.0	5.6
800	10	255.1	59.816	0.01563	–	0.00470	–	27.8	470.8	5.6
850	10	241.1	60.557	0.01647	–	0.00601	–	34.5	473.4	5.6
900	10	352.7	59.971	0.01638	–	0.00412	–	44.5	473.2	5.6
950	10	391.4	59.694	0.01510	–	0.00242	–	55.6	474.8	5.6
1000	10	685.7	59.731	0.01521	–	0.00253	–	75.0	474.8	5.6
1050	10	552.6	59.687	0.01507	–	0.00206	–	90.7	475.5	5.6
1100	10	231.0	60.096	0.01582	–	0.00253	–	97.2	477.4	5.7
1150	10	103.7	62.441	0.01806	–	0.01364	–	100.0	470.7	5.9
Мусковит 97-16/9, J = 0.005550 ± 0.000051										
500	10	5.9	64.078	0.24631	–	0.08168	–	0.2	361.2	49.4
600	10	23.0	62.879	0.03305	–	0.02928	–	1.1	474.7	11.3
650	10	37.6	62.686	0.02231	–	0.02665	–	2.5	479.2	9.6
700	10	167.3	58.905	0.01752	–	0.01082	–	9.3	486.0	6.3
750	10	640.1	55.998	0.01519	–	0.00228	–	36.5	483.1	6.1
800	10	492.2	55.923	0.01513	–	0.00163	–	57.5	484.0	6.1
850	10	221.8	56.164	0.01548	–	0.00335	–	66.9	481.9	6.1
900	10	81.7	56.505	0.01552	–	0.00470	–	70.4	481.5	7.1
950	10	91.0	56.672	0.01575	–	0.00531	–	74.2	481.4	6.2
1000	10	153.9	56.288	0.01560	–	0.00224	–	80.7	485.4	6.2
1000	10	216.7	56.306	0.01563	–	0.00373	–	89.9	482.2	6.1
1050	10	181.9	56.119	0.01479	–	0.00304	–	97.6	482.3	6.2
1100	10	53.5	57.102	0.01292	–	0.00716	–	99.8	480.5	6.7
1150	10	5.4	79.245	0.12555	–	0.08833	–	100.0	466.3	24.3
Биотит 97-16/2, J = 0.005643 ± 0.000052										
500	10	17.5	39.947	0.05533	–	0.036517	–	0.6	274.8	10.2
550	10	37.3	48.488	0.02279	–	0.015590	–	1.7	399.1	7.1
600	10	52.3	56.134	0.02204	–	0.014126	–	3.0	463.9	6.8
650	10	212.1	55.377	0.01914	–	0.007880	–	8.5	472.4	6.2
700	10	387.8	53.486	0.01824	–	0.004758	–	18.8	464.8	6.0
750	10	407.4	54.530	0.01751	–	0.003724	–	29.5	475.4	6.2
800	10	367.4	55.238	0.01810	–	0.003397	–	39.0	481.7	6.2
850	10	289.4	55.150	0.01797	–	0.003801	–	46.5	480.1	6.2
900	10	603.7	55.166	0.01878	–	0.003939	–	62.1	479.9	6.2
950	10	567.1	54.999	0.01764	–	0.004067	–	76.8	478.3	6.2
1000	10	392.6	54.965	0.01725	–	0.004252	–	87.0	477.6	6.2
1050	10	323.9	54.932	0.01778	–	0.005139	–	95.4	475.3	6.2
1100	10	143.3	55.328	0.01728	–	0.005156	–	99.1	478.3	6.3
1150	10	38.0	57.489	0.02393	–	0.014444	–	100.0	473.8	6.3

Таблица 5.3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфиболов метаморфических пород мугурского зонального комплекса нагорья Сангилен (Республика Тыва).

T ⁰ C	t (min)	^{40}Ar , 10 ⁻⁹ нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Амфибол 01-1/1, J = 0.005735 ± 0.000053										
700	10	6.5	99.908	0.5850	10.85	0.1720	19.36	2.1	447.5	23.1
900	10	20.8	55.561	0.0806	4.99	0.0135	8.91	14.1	467.5	10.7
1000	10	45.8	59.122	0.0534	7.74	0.0108	13.82	39.0	502.0	8.2
1050	10	47.8	58.938	0.0365	6.33	0.0061	11.30	65.1	511.4	9.2
1100	10	11.6	74.047	0.0646	7.71	0.0663	13.77	70.1	490.3	27.0
1150	10	52.6	61.244	0.0491	7.33	0.0132	13.08	97.7	513.0	8.5
1200	10	6.9	95.630	0.0737	6.88	0.1234	12.28	100.0	527.0	23.0
Амфибол 01-1/7, J = 0.005711 ± 0.000052										
700	10	20.8	64.482	0.1678	4.21	0.0503	7.52	6.5	450.0	15.1
900	10	85.3	52.718	0.0280	1.64	0.0053	2.93	38.9	462.5	6.9
950	10	12.3	59.550	0.0549	4.74	0.0194	8.46	43.1	483.4	12.0
1000	10	38.5	59.423	0.0286	5.76	0.0127	10.27	56.1	498.0	7.8
1050	10	51.0	58.910	0.0224	5.86	0.0063	10.47	73.4	508.7	8.1
1100	10	38.3	60.514	0.0440	7.10	0.0093	12.67	86.1	514.4	10.2
1150	10	37.3	60.578	0.0355	6.43	0.0103	11.48	98.5	512.7	7.9
1200	10	8.0	106.338	0.0605	6.68	0.1533	11.93	100.0	539.6	27.2
Амфибол 11423, J = 0.003907 ± 0.000036										
500	10	5.2	2197.68	1.7706	202.91	7.2373	362.20	0.1	374.5	536.6
600	10	6.9	666.97	1.0794	3.15	2.1046	5.62	0.6	292.6	106.0
700	10	14.9	564.43	0.8173	3.90	1.4431	6.96	1.8	778.1	52.9
800	10	15.0	332.43	0.4848	18.03	0.7759	32.19	3.8	610.9	11.3
900	10	9.5	120.42	0.2697	24.23	0.2434	43.25	7.4	313.1	16.0
1000	10	11.1	106.77	0.4375	44.71	0.1354	79.80	12.1	418.1	25.2
1100	10	155.0	91.28	0.4580	16.97	0.0239	30.29	88.9	513.1	5.0
1170	10	31.1	127.01	1.0780	14.27	0.1050	25.47	100.0	574.6	18.9
Роговая обманка 11423, J = 0.002174 ± 0.000020										
600	10	95.2	466.58	0.3228	77.55	1.2138	138.4	8.3	380.2	25.0
700	10	36.2	423.22	0.2619	136.82	0.9439	244.2	11.8	492.3	32.3
800	10	48.1	473.07	0.2431	748.73	0.6317	1336.5	15.9	873.3	29.1
900	10	60.4	231.00	0.0871	0.29	0.3674	0.5	26.6	425.8	8.1
950	10	20.9	210.70	0.0061	1.09	0.2695	2.0	30.6	452.3	14.8
1000	10	33.4	166.69	0.1506	34.61	0.1834	61.8	38.8	394.7	17.8
1050	10	107.5	160.21	0.0720	40.12	0.0439	71.6	66.1	501.0	7.3
1100	10	30.9	160.21	0.0720	40.12	0.0439	41.3	73.6	501.0	7.3
1150	10	52.1	166.90	0.0696	38.99	0.0624	69.6	86.3	504.6	9.2
1200	10	54.9	168.62	0.0727	51.11	0.0812	91.2	99.6	493.2	9.9
1250	10	7.6	746.63	0.9570	266.71	1.3006	476.1	100.0	1048.0	344.5

Таблица 5.5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования магматических и метаморфических пород Дербинского террейна.

T ⁰ C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9}нсм^3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Амфибол Н106-89, J = 0.005747 ± 0.000053										
700	10	4.8	101.21	0.2679	2.31	0.1959	4.1	1.5	401.0	42.6
900	10	7.0	60.18	0.1240	5.70	0.0595	10.2	5.0	395.0	23.5
1000	10	18.1	61.71	0.1048	10.40	0.0190	18.6	14.0	504.0	17.1
1050	10	76.4	58.38	0.0784	9.41	0.0092	16.8	54.2	500.8	7.1
1100	10	18.4	62.11	0.0706	8.46	0.0232	15.1	63.3	497.6	16.9
1150	10	26.4	62.62	0.0755	9.07	0.0159	16.2	76.2	518.3	10.8
1200	10	46.1	59.51	0.0693	7.95	0.0075	14.2	100.0	513.5	9.6
Амфибол П-148-91, J = 0.005562 ± 0.000051										
600	10	6.6	161.48	0.1600	1.978	0.3056	7.1	0.7	601.7	95.9
750	10	9.4	105.65	0.0552	3.590	0.1416	12.9	2.2	548.0	19.1
850	10	7.6	67.04	0.0511	4.524	0.0606	16.3	4.1	435.8	45.6
950	10	143.6	56.51	0.0297	7.534	0.0051	27.1	47.0	481.5	6.3
1000	10	72.3	57.62	0.0238	6.029	0.0099	21.7	68.2	479.1	6.5
1050	10	29.8	62.31	0.0356	7.352	0.0225	26.5	76.3	486.6	8.6
1100	10	79.8	58.44	0.0297	6.902	0.0105	24.8	99.4	484.1	6.4
1150	10	7.8	214.43	0.1242	5.840	0.5165	21.0	100.0	533.1	45.7
Биотит А-102-86, J = 0.005818 ± 0.000053										
500	10	2.9	26.04	0.1425	–	0.0059	–	0.2	571.9	267.1
600	10	30.3	34.22	0.0810	–	0.0021	–	2.0	403.8	29.6
650	10	90.0	39.54	0.0820	–	0.0013	–	6.6	442.1	15.0
700	10	149.6	47.11	0.0795	–	0.0010	–	13.0	434.5	6.3
750	10	218.5	46.96	0.0777	–	0.0005	–	22.4	434.5	6.3
800	10	162.7	37.21	0.0791	–	0.0002	–	31.3	441.7	9.4
850	10	113.1	35.51	0.0782	–	0.0001	–	37.7	440.5	9.5
900	10	226.4	47.52	0.0796	–	0.0001	–	47.3	443.6	10.9
950	10	141.5	47.61	0.0778	–	0.0004	–	53.3	451.4	13.6
1000	10	157.2	37.88	0.0807	–	0.0009	–	61.7	466.8	14.0
1050	10	199.5	32.19	0.0793	–	0.0010	–	74.2	434.1	6.1
1100	10	266.7	47.31	0.0778	–	0.0002	–	85.6	443.0	6.9
1150	10	335.5	47.74	0.0772	–	0.0001	–	99.8	442.0	7.8
1200	10	6.6	76.19	0.1269	–	0.0117	–	100.0	896.8	163.0
Амфибол А-102-86, J = 0.005910 ± 0.000054										
700	10	8.5	59.70	0.1017	0.187	0.0500	0.33	3.1	424.7	19.5
900	10	34.5	47.51	0.0796	0.159	0.0061	0.28	19.0	431.4	8.1
1000	10	22.8	51.11	0.1698	3.068	0.0105	5.48	28.8	450.6	8.7
1050	10	82.6	51.10	0.2800	5.584	0.0023	9.97	64.3	470.6	7.3
1100	10	47.1	51.56	0.1806	4.556	0.0054	8.13	84.3	466.7	8.0
1150	10	20.3	53.88	0.1954	3.816	0.0152	6.81	92.6	462.0	11.7
1200	10	18.5	54.80	2.1554	4.967	0.0152	8.87	100.0	469.7	17.7
Биотит П-107-89, J = 0.004152 ± 0.000038										
550	10	63.7	51.41	0.0846	0.025	0.0260	0.09	2.5	300.9	4.0
600	10	110.3	67.27	0.0740	0.021	0.0115	0.07	5.9	424.3	4.4
650	10	166.4	68.22	0.0712	0.013	0.0048	0.05	10.8	441.7	4.5
700	10	372.4	69.23	0.0709	0.005	0.0021	0.02	21.8	452.3	4.5
750	10	420.8	69.33	0.0706	0.005	0.0011	0.02	34.2	454.5	4.6
800	10	269.7	69.14	0.0721	0.008	0.0026	0.03	42.2	450.9	4.5
850	10	212.2	68.92	0.0717	0.016	0.0028	0.06	48.4	449.2	4.5
900	10	169.8	68.23	0.0709	0.010	0.0031	0.04	53.5	444.7	4.7
950	10	322.1	67.60	0.0725	0.014	0.0032	0.05	63.2	440.7	4.4

T°C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	∑ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
1000	10	448.2	68.21	0.0734	0.019	0.0011	0.07	76.6	448.0	4.5
1050	10	362.8	68.58	0.0713	0.012	0.0017	0.04	87.4	449.2	4.5
1100	10	260.9	69.18	0.0723	0.018	0.0018	0.06	95.1	452.5	4.7
1150	10	145.8	70.43	0.0727	0.071	0.0033	0.25	99.3	457.2	4.5
1200	10	24.3	75.09	0.0740	0.251	0.0147	0.90	100.0	464.7	7.5
Амфибол П-107-89, J = 0.005600 ± 0.000051										
600	10	61.2	59.70	0.0964	0.692	0.0460	2.49	11.0	414.2	6.4
700	10	69.2	48.63	0.0923	0.683	0.0094	2.46	26.3	412.4	5.8
750	10	33.4	49.91	0.1038	0.856	0.0149	3.08	33.4	409.5	5.5
800	10	27.9	48.74	0.1334	1.104	0.0086	3.98	39.6	415.2	7.9
900	10	131.4	52.71	0.3736	2.325	0.0030	8.37	66.3	459.7	6.2
950	10	65.7	55.54	0.3952	2.571	0.0082	9.25	79.0	469.9	6.4
1000	10	40.2	56.81	0.3808	3.896	0.0083	14.03	86.6	479.5	7.9
1050	10	68.6	60.68	0.4961	5.383	0.0099	19.38	98.7	505.6	6.9
1100	10	12.3	103.82	0.5171	20.642	0.1445	74.31	100.0	531.0	36.7
Биотит А-98-86, J = 0.0042 ± 0.000039										
500	10	9.0	41.140	0.35420	0.0989	0.06869	0.356	0.4	153.9	6.6
600	10	86.1	56.348	0.33777	0.0096	0.01862	0.035	3.4	354.8	4.2
650	10	158.3	65.321	0.35046	0.0083	0.00659	0.030	8.2	432.4	4.7
700	10	346.2	65.225	0.35060	0.0056	0.00234	0.020	18.7	439.5	4.6
750	10	601.8	65.033	0.35245	0.0038	0.00159	0.014	36.9	439.6	4.6
800	10	237.1	65.176	0.35404	0.0037	0.00131	0.013	44.0	441.0	4.7
850	10	182.4	65.159	0.35306	0.0087	0.00198	0.031	49.6	439.7	4.6
900	10	195.3	65.250	0.35180	0.0005	0.00155	0.002	55.5	441.0	4.5
950	10	245.7	65.697	0.35264	0.0043	0.00226	0.015	62.8	442.4	4.7
1000	10	361.7	65.641	0.34974	0.0090	0.00212	0.032	73.7	442.4	4.6
1050	10	414.5	65.634	0.35103	0.0045	0.00081	0.016	86.1	444.6	4.6
1100	10	306.8	65.792	0.35312	0.0077	0.00127	0.028	95.3	444.8	4.6
1150	10	159.1	66.449	0.35274	0.0518	0.00329	0.186	100.0	445.1	4.8
Биотит А-80-86, J = 0.005979 ± 0.000055										
500	10	20.3	200.908	0.19874	–	0.57699		0.2	301.4	38.0
600	10	103.8	69.931	0.05257	–	0.09694		3.5	398.0	6.1
650	10	236.8	51.413	0.03394	–	0.02082		13.7	432.1	6.1
700	10	323.2	46.903	0.03058	–	0.00372		28.9	436.7	6.1
750	10	243.8	46.325	0.02954	–	0.00232		40.5	435.3	6.1
800	10	143.4	46.161	0.02997	–	0.00224		47.3	434.1	6.1
850	10	89.8	45.944	0.03094	–	0.00329		51.7	429.6	6.0
900	10	131.6	45.694	0.03062	–	0.00422		58.0	425.2	6.0
950	10	103.9	45.482	0.02980	–	0.00288		63.0	426.7	6.1
1000	10	138.6	45.711	0.03152	–	0.00295		69.7	428.5	6.1
1050	10	178.8	45.923	0.03049	–	0.00308		78.3	430.0	6.1
1100	10	226.7	46.356	0.02992	–	0.00238		89.1	435.4	6.1
1150	10	189.5	46.677	0.03034	–	0.00315		98.1	436.2	6.1
1200	10	41.7	48.154	0.03227	–	0.00677		100.0	439.6	7.3

Таб. 6.1. Результаты датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита [Хромых и др., 2016].

Комплекс, массив	Порода	№ пробы,	U-Pb возраст, млн лет, кол-во определений	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar возраст плато, млн лет (минерал)
Калгутинский комплекс				
Курчумский массив	гранодиорит, первая фаза	X-1052 (рис 10, а)	308.1 ± 1.4 (n = 47)	291.6 ± 2.3 <i>биотит</i>
	гранодиорит, вторая фаза	X-1047 (рис. 10, б)	303.5±1.1 (n = 46)	277.7 ± 2.5 <i>биотит</i>
Раздольненский, Черновинский массивы, дайки в южной и центральной частях КНБ	гранодиориты, граниты			от 301 ± 6 до 272 ± 1 <i>амфибол, биотит</i> (n = 5)
Кунушский комплекс				
Жиландинский, Точкинский массивы [Куйбида и др., 2009]	плагиограниты		306 ± 9 * 299 ± 2 *	
Дайки в южной части КНБ	плагиограниты			от 289 ± 5 до 281 ± 7, <i>амфибол, биотит</i> (n = 2)
Калбинский комплекс				
Асубулакский массив	гранодиорит, первая фаза	X-1056 (рис.10, в)	296.6 ± 1.3 (n = 45)	284.9 ± 2.2 <i>биотит</i>
Черновинский массив	гранодиорит, первая фаза	X-1045 (рис. 10, з)	292.9 ± 1.9 (n = 49)	280.6 ± 3 <i>биотит</i>
	м/з гранит, вторая фаза	X-1042 (рис. 10, д)	285.8 ± 3.4 (n = 9)	
	с/з гранит, вторая фаза	X-1043 (рис. 10, е)	285.7 ± 1.3 (n = 27)	
Приртышский, Песчанский, Нарымский массивы	граниты			от 289 ± 3 до 275 ± 3 <i>биотит</i> (n = 4)
Месторождения Асубулак, Белогорское Кварцевое	Редкометалльные гранитные пегматиты			от 295 ± 4 до 281 ± 2 <i>мусковит, лепидолит</i> (n = 12)

Комплекс, массив	Порода	№ пробы,	U-Pb возраст, млн лет, кол-во определений	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст плато, млн лет (минерал)
Монастырский комплекс				
Войлочевский массив	лейкогранит	X-1041 (рис. 10, ж)	283.3 ± 1.9 (n = 20)	281.2 ± 2.3 <i>биотит</i>
Сибинский массив	лейкогранит	8-03-10 (рис. 10, з)	284.2 ± 3.8 * (n = 10)	
Монастырский, Сибинский, Войлочевский, Каиндинский, Миролубовский массивы	лейкограниты			от 285 ± 3 до 271 ± 3 <i>биотит</i> (n = 6)
Каиндинский комплекс				
Черновинский массив	порфиоровидный гранит	X-1044 (рис. 10, и)	288.1 ± 1.2 (n = 37)	282.5 ± 2.1 <i>биотит</i>
Шибендинский, Черновинский, Миролубовский, Сергеевский, Кемиркаинский массивы	граниты			от 295 ± 1 до 269 ± 3 <i>биотит,</i> <i>мусковит</i> (n = 5)

* данные получены с использованием SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург.

Таблица 6.2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования синтетонических минералов Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) методом ступенчатого прогрева.

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9}нсм^3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
Мусковит Ir-10, J = 0.00850 ± 0.00078*										
–	20	0.358	18.540	0.02743	0.0202	0.06131	0.036	1.1	63.9	12.6
–	20	0.111	4.469	0.01613	0.0221	0.00891	0.040	2.6	261.7	5.2
–	20	0.229	4.229	0.01539	0.0180	0.00704	0.032	5.7	302.8	6.5
–	20	0.087	2.334	0.01363	0.0052	0.00121	0.009	7.8	280.3	7.0
–	20	0.252	2.180	0.01325	0.0065	0.00031	0.012	14.5	294.6	6.6
–	20	0.348	2.095	0.01313	0.0035	0.00023	0.006	24.1	286.9	6.5
–	20	0.191	2.094	0.01329	0.0044	0.00007	0.008	29.4	293.0	5.5
–	20	0.136	2.121	0.01343	0.0143	0.00043	0.026	33.1	282.3	6.2
–	20	0.120	2.116	0.01325	0.0139	0.00043	0.025	36.4	281.8	5.4
–	20	0.119	2.115	0.01331	0.0176	0.00046	0.031	39.6	280.6	5.1
–	20	0.128	2.125	0.01356	0.0251	0.00054	0.045	43.1	278.7	5.0
–	20	0.174	2.102	0.01345	0.0258	0.00041	0.046	47.9	280.6	4.8
–	20	0.239	2.083	0.01353	0.0141	0.00038	0.025	54.5	279.3	5.7
–	20	0.180	2.071	0.01331	0.0212	0.00029	0.038	59.5	281.4	6.2
–	20	0.265	2.051	0.01330	0.0157	0.00004	0.028	67.0	288.6	5.1

T ⁰ C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Σ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
—	20	0.342	2.058	0.01335	0.0209	0.00029	0.037	76.6	279.4	4.8
—	20	0.193	2.053	0.01332	0.0164	0.00026	0.029	82.0	280.3	6.2
—	20	0.182	2.056	0.01336	0.0173	0.00028	0.031	87.2	279.7	8.0
—	20	0.168	2.062	0.01339	0.0189	0.00027	0.034	91.9	281.0	5.7
—	20	0.162	2.078	0.01332	0.0223	0.00035	0.040	96.4	280.1	5.9
—	20	0.083	2.087	0.01384	0.0412	0.00008	0.073	98.7	291.4	6.5
—	20	0.022	2.488	0.01426	0.3307	0.00174	0.590	99.2	279.6	5.9
—	20	0.036	2.563	0.01401	0.1232	0.00224	0.220	100.0	270.1	5.5
Биотит Ir-80, J = 0.00850 ± 0.00078*										
—	20	2.453	277.857	0.19670	0.0006	0.93946	0.001	1.2	36.2	60.6
—	20	0.890	36.797	0.03765	0.2045	0.11918	0.365	4.3	220.3	19.0
—	20	1.578	25.549	0.02932	0.0200	0.07893	0.036	12.4	303.3	7.5
—	20	0.666	5.054	0.01555	0.0047	0.00980	0.008	29.7	294.7	5.9
—	20	0.423	2.540	0.01430	0.0112	0.00154	0.020	51.6	285.5	5.8
—	20	0.151	2.259	0.01424	0.0081	0.00070	0.014	60.4	281.2	4.7
—	20	0.139	2.319	0.01432	0.0090	0.00090	0.016	68.3	281.7	5.3
—	20	0.127	2.310	0.01420	0.0123	0.00086	0.022	75.5	281.9	4.2
—	20	0.085	2.513	0.01435	0.0239	0.00154	0.043	79.9	282.0	8.4
—	20	0.109	2.343	0.01395	0.0263	0.00098	0.047	86.0	281.4	9.3
—	20	0.170	2.369	0.01404	0.0452	0.00098	0.081	95.5	285.0	7.6
—	20	0.102	2.949	0.01465	1.1586	0.00232	2.068	100.0	307.9	9.3
Калиевый полевоы шпат Ir-80, J = 0.00850 ± 0.00078*										
—	20	0.035	15.7318	0.02844	0.5778	0.04555	1.031	0.2	309.0	24.8
—	20	0.018	7.3658	0.01911	0.3551	0.02026	0.634	0.4	193.8	24.4
—	20	0.047	3.6130	0.01449	0.1309	0.00650	0.234	1.3	235.3	10.0
—	20	0.077	2.4866	0.01367	0.0829	0.00234	0.148	3.7	248.4	5.2
—	20	0.086	2.0957	0.01327	0.1218	0.00079	0.217	6.8	257.1	6.1
—	20	0.119	2.0536	0.01329	0.1434	0.00055	0.256	11.2	261.0	5.3
—	20	0.092	2.1004	0.01342	0.1739	0.00062	0.310	14.5	264.3	6.8
—	20	0.115	2.0731	0.01335	0.1942	0.00042	0.347	18.6	268.4	5.2
—	20	0.139	2.0924	0.01313	0.1932	0.00040	0.345	23.6	271.4	7.8
—	20	0.174	2.0688	0.01328	0.1767	0.00026	0.315	30.0	273.9	4.0
—	20	0.155	2.0896	0.01329	0.2191	0.00023	0.391	35.5	277.5	6.4
—	20	0.119	2.1542	0.01335	0.2905	0.00044	0.518	39.7	277.6	4.9
—	20	0.119	2.1391	0.01323	0.4147	0.00037	0.740	43.9	278.5	4.3
—	20	0.103	2.1610	0.01337	0.4842	0.00036	0.864	47.5	281.5	4.5
—	20	0.103	2.3148	0.01352	0.4545	0.00092	0.811	50.8	280.2	4.7
—	20	0.134	2.1594	0.01336	0.3601	0.00041	0.643	55.5	279.6	10.9
—	20	0.372	2.0752	0.01319	0.1376	0.00023	0.246	69.0	275.7	5.2
—	20	0.318	2.0705	0.01325	0.0642	0.00027	0.115	80.5	273.7	5.8
—	20	0.292	2.5687	0.01364	0.0538	0.00193	0.096	89.1	274.6	5.5
—	20	0.171	2.1499	0.01331	0.1014	0.00046	0.181	95.1	276.7	5.3
—	20	0.069	2.3138	0.01342	0.1196	0.00106	0.213	97.3	274.8	6.2
—	20	0.085	2.3800	0.01367	0.6651	0.00091	1.187	100.0	289.0	6.4
Биотит Ir-91, J = 0.003103 ± 0.000030**										
600	15	74.710	52.68	0.02892	0.0016	0.0338	0.044	16.4	229.4	6.9
650	15	59.156	53.83	0.02186	0.0046	0.0134	0.135	29.2	267.3	7.1
700	15	51.026	53.87	0.03953	0.0067	0.0181	0.266	40.1	262.1	8.0
750	15	36.236	53.70	0.01669	0.0004	0.0088	0.336	47.9	279.3	14.6
850	15	27.120	52.94	0.03927	0.0080	0.0214	0.463	53.8	264.2	11.0
900	15	48.030	52.63	0.02600	0.0027	0.0151	0.117	64.4	262.2	8.2
950	15	49.662	53.88	0.03550	0.0091	0.0128	0.614	75.1	271.6	7.3
1000	15	47.791	56.51	0.03357	0.0210	0.0350	1.539	84.9	253.3	7.7
1050	15	58.483	60.33	0.03430	0.0043	0.0363	0.248	96.1	268.0	6.9

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9}нсм^3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
1100	15	30.722	89.85	0.06248	0.0031	0.0938	0.010	100.0	348.7	18.3
Калиевый полевой шпат Ir-82, J = 0.00823 ± 0.00075*										
–	20	0.024	8.2764	0.01537	0.2595	0.02369	0.463	0.3	180.3	17.9
–	20	0.047	2.1309	0.01291	0.0478	0.00189	0.085	2.3	219.4	7.3
–	20	0.086	2.2076	0.01305	0.0347	0.00166	0.062	6.0	238.4	5.9
–	20	0.121	2.0385	0.01321	0.0481	0.00078	0.086	11.6	250.3	6.4
–	20	0.076	2.1604	0.01342	0.0636	0.00114	0.114	15.0	252.2	6.6
–	20	0.111	2.0826	0.01321	0.0456	0.00067	0.081	20.0	260.0	5.6
–	20	0.121	2.4828	0.01325	0.0623	0.00192	0.111	24.7	264.2	5.9
–	20	0.124	2.1213	0.01307	0.0806	0.00069	0.144	30.2	264.4	4.8
–	20	0.106	2.1877	0.01317	0.1037	0.00089	0.185	34.8	265.2	7.2
–	20	0.119	2.1678	0.01321	0.0705	0.00075	0.126	40.0	268.1	6.0
–	20	0.090	2.2572	0.01321	0.0738	0.00108	0.132	43.8	267.1	7.7
–	20	0.145	2.2202	0.01326	0.0829	0.00095	0.148	50.0	267.3	15.1
–	20	0.287	2.2181	0.01320	0.0791	0.00089	0.141	62.3	269.0	6.2
–	20	0.607	2.2012	0.01321	0.0500	0.00086	0.089	88.4	268.3	8.2
–	20	0.155	2.3514	0.01304	0.0502	0.00129	0.090	94.7	271.3	4.8
–	20	0.090	2.5339	0.01330	0.0844	0.00183	0.151	98.0	274.0	11.4
–	20	0.034	3.0548	0.01302	0.1864	0.00387	0.333	99.1	263.7	10.4
–	20	0.049	5.0759	0.01401	0.2458	0.01086	0.439	100.0	257.8	7.8
Роговая обманка Ir-91, J = 0.003165 ± 0.000029**										
550	10	63.7	51.41	0.0846	0.025	0.0260	0.09	2.5	300.9	4.0
600	10	110.3	67.27	0.0740	0.021	0.0115	0.07	5.9	424.3	4.4
650	10	166.4	68.22	0.0712	0.013	0.0048	0.05	10.8	441.7	4.5
700	10	372.4	69.23	0.0709	0.005	0.0021	0.02	21.8	452.3	4.5
750	10	420.8	69.33	0.0706	0.005	0.0011	0.02	34.2	454.5	4.6

*Датирование выполнено в Свободном Брюссельском университете (Бельгия).

**Датирование выполнено в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск).

Таблица 6.2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотита из гнейсов Чечекской структуры [Савинский и др., 2015] и мусковита из секущих структуру даек редкометальных гранитов Чечекского пояса.

T°C	t (min)	^{40}Ar , 10^{-9}нсм^3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Биотит Э-32, J = 0.003948 ± 0.000036										
500	10	30.738	35.497	0.02421	0.429	0.03229	1.544	1.5	176.0	1.9
600	10	280.880	46.107	0.01992	0.073	0.00871	0.263	12.2	286.1	2.8
650	10	399.217	48.398	0.01845	0.025	0.00256	0.091	26.6	310.9	3.0
700	10	547.618	49.629	0.01867	0.140	0.00512	0.504	45.8	313.8	3.0
750	10	135.734	49.668	0.01894	0.235	0.00610	0.847	50.6	312.3	3.1
850	10	151.892	49.095	0.01888	0.135	0.00509	0.487	56.0	310.6	3.0
950	10	445.291	48.562	0.01847	0.054	0.00444	0.193	72.1	308.6	2.9
1000	10	292.593	49.168	0.01852	0.120	0.00457	0.433	82.4	312.0	3.0
1050	10	240.640	49.190	0.01864	0.080	0.00289	0.289	91.0	315.1	3.0
1130	10	253.759	49.239	0.01799	0.162	0.00295	0.585	100.0	315.3	3.0
Мусковит 4E-26, J = 0.004326 ± 0.000040										
500	10	7.195	65.895	0.04361	7.221	0.10687	25.99	0.2	249.7	16.3
600	10	14.838	61.578	0.03394	3.018	0.07439	10.86	0.5	285.2	6.3
675	10	40.305	49.764	0.01551	0.391	0.02626	1.41	1.8	301.2	5.3
750	10	176.028	42.184	0.01460	0.054	0.00262	0.19	8.1	297.3	3.2

T°C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	∑ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
800	10	269.679	40.550	0.01434	0.073	0.00065	0.26	18.1	290.3	3.1
850	10	608.705	40.000	0.01460	0.061	0.00046	0.22	41.1	287.0	3.0
875	10	400.804	39.859	0.01479	0.116	0.00052	0.42	56.3	286.0	3.0
900	10	236.046	39.929	0.01505	0.062	0.00025	0.22	65.2	287.0	3.3
950	10	239.379	40.561	0.01536	1.088	0.00275	3.92	74.1	286.2	3.1
1025	10	305.885	39.508	0.01542	0.158	0.00012	0.57	85.8	284.4	3.0
1130	10	372.554	39.606	0.01505	0.275	0.00085	0.99	100.0	283.6	3.0

Таблица 6.3. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования слюд и амфиболов метаморфического комплекса Бодончин (Монголия).

T°C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	∑ ³⁹ Ar (%)	Возраст (млн лет)	±1σ
Роговая обманка В-33, J = 0.004201 ± 0.000038										
700	10	10.123	177.945	0.0970	11.280	0.4621	40.6	1.5	289.3	85.4
850	10	5.615	104.267	0.0416	15.956	0.2332	57.4	3.0	249.9	49.4
1000	10	86.592	42.141	0.0192	14.994	0.0104	54.0	58.8	274.2	4.2
1065	10	43.009	50.903	0.0281	11.402	0.0468	41.0	81.7	261.0	11.4
1100	10	21.210	46.838	0.0222	14.959	0.0240	53.9	94.0	278.7	4.6
1150	10	11.814	53.824	0.0365	14.430	0.0495	51.9	100.0	275.1	5.6
Роговая обманка В-47, J = 0.004158 ± 0.000038										
900	10	7.166	68.762	0.0292	16.891	0.0898	60.8	2.2	291.7	52.4
950	10	4.631	149.667	0.0851	18.595	0.5034	66.9	2.8	6.7	66.6
1000	10	99.948	38.587	0.0164	10.687	0.0038	38.5	56.9	261.2	2.9
1050	10	49.263	39.182	0.0219	9.776	0.0050	35.2	83.1	262.6	3.7
1100	10	23.113	44.789	0.0262	11.795	0.0219	42.5	93.9	266.8	6.9
1150	10	17.791	60.725	0.0399	13.932	0.0837	50.2	100.0	251.7	7.3
Мусковит В-45, J = 0.004226 ± 0.000039										
500	10	40.061	325.379	0.17485	0.0619	0.98863	0.223	0.4	237.1	27.2
600	10	49.375	125.400	0.08664	0.0709	0.30788	0.255	1.6	245.0	9.2
700	10	124.105	79.088	0.04626	0.0358	0.14083	0.129	6.5	265.2	3.2
750	10	144.557	45.020	0.02131	0.0024	0.02715	0.009	16.4	262.1	3.1
800	10	108.883	44.665	0.02453	0.0033	0.03131	0.012	23.9	251.6	3.0
850	10	141.404	40.196	0.02064	0.0071	0.01703	0.026	34.8	250.0	2.8
900	10	390.232	36.881	0.01818	0.0008	0.00651	0.003	67.5	248.6	2.6
1000	10	198.529	38.561	0.01936	0.0015	0.01370	0.006	83.5	245.6	2.7
1050	10	107.030	41.395	0.02284	0.0135	0.02342	0.049	91.5	245.4	2.8
1130	10	111.003	40.165	0.02058	0.0104	0.01865	0.037	100.0	246.6	2.9
Биотит В-46, J = 0.004166 ± 0.000038										
500	10	56.557	68.196	0.04984	0.0564	0.15544	0.203	2.2	160.0	2.7
600	10	125.292	55.182	0.03132	0.0321	0.07331	0.116	8.3	235.8	2.6
650	10	178.528	45.658	0.02360	0.0011	0.03686	0.004	18.8	244.0	2.6
700	10	155.374	49.965	0.02695	0.0109	0.05195	0.039	27.1	243.0	2.7
750	10	159.453	44.875	0.02394	0.0143	0.03550	0.051	36.6	241.5	2.6
800	10	152.000	45.511	0.02290	0.0105	0.03560	0.038	45.5	245.5	2.7
850	10	215.286	40.203	0.02078	0.0103	0.01730	0.037	59.9	246.1	2.5
900	10	174.213	40.984	0.02076	0.0199	0.02037	0.072	71.2	245.3	2.5
950	10	133.376	43.420	0.02358	0.0112	0.02897	0.040	79.5	244.6	2.7
1000	10	151.574	42.349	0.02146	0.0021	0.02503	0.008	89.0	245.3	2.5
1050	10	159.131	43.885	0.02177	0.0145	0.02898	0.052	98.7	247.7	2.7
1130	10	65.971	140.267	0.08452	0.3225	0.35607	1.161	100.0	245.9	8.3

T ⁰ C	t (min)	⁴⁰ Ar, 10 ⁻⁹ нсм ³	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Мусковит В-57, J = 0.004218 ± 0.000039										
500	10	20.494	279.029	0.14152	0.1081	0.76372	0.389	0.3	366.2	15.3
600	10	34.509	180.302	0.08035	0.1091	0.48137	0.393	1.0	268.6	14.6
700	10	77.120	70.087	0.04059	0.0072	0.11329	0.026	5.0	259.1	4.7
750	10	83.119	42.971	0.02065	0.0041	0.02364	0.015	12.0	254.9	3.2
800	10	360.785	36.992	0.01798	0.0038	0.00446	0.014	47.4	252.9	2.6
850	10	230.819	37.282	0.01762	0.0013	0.00552	0.005	69.9	252.7	2.7
900	10	100.338	39.797	0.01900	0.0031	0.01425	0.011	79.1	252.3	3.0
1000	10	71.709	41.874	0.01867	0.0023	0.01918	0.008	85.3	256.4	3.0
1130	10	159.643	39.401	0.01927	0.0020	0.01168	0.007	100.0	254.7	2.7
Биотит В-54а, J = 0.004234 ± 0.000039										
500	10	37.841	61.176	0.04514	0.2221	0.12946	0.800	2.2	167.1	8.3
600	10	91.354	43.162	0.02508	0.0305	0.03460	0.110	9.8	235.5	2.9
650	10	143.325	39.138	0.02027	0.0158	0.01761	0.057	22.9	242.2	2.6
700	10	129.866	46.881	0.02521	0.0086	0.04292	0.031	32.9	244.0	2.9
750	10	82.293	59.081	0.02969	0.0190	0.08279	0.068	37.9	246.8	3.4
800	10	71.079	47.863	0.02643	0.0437	0.04789	0.157	43.2	240.7	2.7
900	10	121.576	40.704	0.02287	0.0312	0.02266	0.112	53.9	242.7	2.8
950	10	168.112	38.790	0.01972	0.0114	0.01407	0.041	69.4	246.9	2.7
1000	10	123.161	43.283	0.02247	0.0027	0.03050	0.010	79.6	244.4	2.8
1070	10	204.149	39.527	0.01940	0.0081	0.01784	0.029	98.1	244.3	2.6
1130	10	33.995	65.343	0.03317	0.0915	0.09492	0.330	100.0	264.5	4.7
Мусковит В-100, J = 0.004184 ± 0.000038										
500	10	8.220	74.365	0.07488	0.5723	0.13233	2.06	0.8	248.3	35.6
650	10	35.456	41.817	0.02084	0.3345	0.02526	1.20	6.6	242.3	5.8
750	10	177.845	37.054	0.01877	0.0690	0.00647	0.25	39.5	247.5	2.8
850	10	71.804	36.927	0.01854	0.3660	0.00640	1.32	52.9	246.8	3.1
950	10	58.373	36.808	0.01708	0.7245	0.00533	2.61	63.7	248.1	3.4
1040	10	90.969	37.251	0.01648	0.1418	0.00796	0.51	80.5	245.9	2.9
1130	10	103.206	36.306	0.01731	0.1585	0.00246	0.57	100.0	250.4	2.7
Биотит В-100, J = 0.004192 ± 0.000038										
500	10	21.385	33.801	0.02662	0.2128	0.04367	0.766	1.7	151.5	5.3
600	10	69.135	36.041	0.01651	0.0577	0.00642	0.208	6.9	241.3	3.0
700	10	241.937	36.911	0.01837	0.0094	0.00493	0.034	24.7	250.0	2.7
800	10	190.157	37.439	0.01863	0.0123	0.00564	0.044	38.4	252.1	2.8
900	10	357.533	36.506	0.01805	0.0269	0.00334	0.097	64.9	250.4	2.8
1000	10	190.082	36.465	0.01799	0.0173	0.00237	0.062	79.1	252.0	2.7
1130	10	284.895	36.860	0.01761	0.0249	0.00246	0.090	100.0	254.4	2.8