



На правах рукописи

ТРАВИН Алексей Валентинович

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

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология,

АВТОРЕФЕРАТ

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

Новосибирск – 2016

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск.

Официальные оппоненты:

Акинин Вячеслав Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, заместитель директора по науке, заведующий сектором петрологии и изотопной геохронологии ФБУН Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института (г. Магадан).

Киселев Александр Ильич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Лаборатория геологии и магматизма древних платформ Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института земной коры СО РАН

Левский Лев Константинович, доктор химических наук, заведующий лабораторией геохронологии и геохимии изотопов Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии и геохронологии докембрия РАН.

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Защита диссертации состоится **25 мая 2016 г. в 10⁰⁰** на заседании диссертационного совета Д **003.067.03**, созданного на базе Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, в конференц-зале по адресу: 630090, Новосибирск, проспект академика В.А. Коптюга, д. 3.

Отзывы на автореферат в 2-х экземплярах, заверенные гербовой печатью организации, просим направлять по адресу:

630090, г. Новосибирск, пр-т. Академика Коптюга, 3,

Туркиной О.М.

Факс: (383) 333-2130; адрес электронной почты: turkina@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (адрес: www.igm.nsc.ru, раздел «Образование»)

Автореферат разослан 15 апреля 2016 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
доктор геолого-минералогических наук



О.М. Туркина

Введение

Понимание механизмов роста континентальной коры является одной из важных проблем в науках о Земле. Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), являющийся орогеном аккреционно-коллизийного типа, сформировался в результате эволюции (в течение более 800 млн лет) и, в конечном итоге, закрытия Палео-Азиатского океана. В последнее время достигнут значительный прогресс в исследованиях структур ЦАСП на основе осмысления большого объема геологических, геохимических, геохронологических и изотопных данных. Амальгамация террейнов ЦАСП 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 [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, Складчиков, 2007; Gladkochub et al., 2008; Lin et al., 2009; Safonova et al., 2009, 2010; Sun et al., 2008; Seltnann et al., 2010]. При изучении перечисленных комплексов интересы исследователей, в основном, были направлены на определение возраста формирования, источников вещества с привлечением, в первую очередь, U/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr методов изотопного датирования.

В то же время, полезными при построении моделей коллизийных, субдукционно-коллизийных событий являются: информация о метаморфической истории индикаторных пород от формирования до стадий их подъема, охлаждения; информация о возрасте средне- и низкотемпературных тектонических событий; информация о возрасте формирования и скорости выведения к поверхности плутонических пород; детальное сопоставление временной последовательности и интенсивности перечисленных процессов. Подобного рода исследования в пределах ЦАСП, основанные на термохронологической интерпретации комплекса изотопных данных (например - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb и др.), до последнего времени не проводились системно и носили фрагментарный характер.

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

Основные задачи исследований:

1. Отработка методологии термохронологических реконструкций для магматических, высокоградных метаморфических комплексов (HP/LT, LP/HT типов), зон интенсивных деформаций и на этой основе в конечном итоге – коллизийных систем.
2. Проведение термохронологических реконструкций для субдукционно-коллизийных, коллизийных систем ЦАСП, включая а) раннепалеозойские коллизийные системы **Северного Казахстана, Западного Прибайкалья, Восточной Тувы**; б) герцинскую **Алтайскую коллизийную систему**.
3. Синтез полученных данных, выявление основных закономерностей формирования коллизийных, субдукционно-коллизийных систем ЦАСП.

Фактический материал и методика исследования. В основу диссертации положен материал, собранный в 1997-2014 г.г. лично автором, а также с его участием при проведении полевых работ в Восточно-Казахстанской области (республика Казахстан), на Алтае, в Прибайкалье, в Восточной Туве по плановым темам НИР Института геологии и минералогии СО РАН. Кроме этого, при термохронологических реконструкциях использовались образцы из коллекций, собранных М.М. Бусловым, А.Г. Владимировым, В.Г. Владимировым, А.С. Мехоношиным, Н.И. Волковой, Н.Л. Добрецовым, С.А. Каргополовым, А.В. Корсаковым, Г.Г. Лепезиным, А.Д. Ножкиным, К. Теннисеном, О.М. Туркиной, С.В. Хромыхом и другими. За этот период был получен большой объем новых изотопно-геохронологических данных и систематизирован имеющийся материал по изотопному датированию коллизионных структур ЦАСП. Вклад соавторов в решение тех или иных вопросов отражен в совместных публикациях.

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). Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (инициативные проекты 02-05-64455, 05-05-64438, 08-05-00733, 11-05-00758, 14-05-00712).

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. а) Ультравысокобарические породы Кокчетавского пояса (возраст ~ 530 млн лет) и высокобарические глаукофансланцевые комплексы: Уймонского (возраст ~ 485 млн лет), Куртушибинского (470 млн лет), Чарского (450 млн лет) поясов характеризуются быстрой (не более 5 млн лет) эксгумацией на верхние уровни земной коры; б) В истории Кокчетавского субдукционно-коллизионного пояса фиксируются несколько кратковременных (не более 1 млн лет) событий, связанных с деформациями и метаморфизмом (интервалы проявления 517-505, 497-481 млн лет), а также прогревом в процессе внедрения гранитоидов Зерендинского батолита (интервалы проявления 440-430 и 396-402 млн лет).

3. Общая продолжительность дискретных активных геологических процессов в пределах Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья составляет 120-100 млн лет. Возрастной интервал 500 – 485 млн лет отвечает раннеколлизионному габброидному магматизму и метаморфизму гранулитовой фации; 470 – 460 млн лет — позднеколлизионному метаморфизму амфиболитовой фации и массовому гранитообразованию; 445 – 430 млн лет — метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации и проявлению сдвиговых деформаций; 415 – 390 млн лет — интенсивным сдвиговым деформациям, тектоническому экспонированию отдельных литопластин.

4. В эволюции ранне-среднепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии (от Северного Казахстана до Западного Прибайкалья) фиксируются синхронные этапы термических событий, сопряженных с масштабным мантийно-коровым магматизмом и метаморфизмом HP/LT, HT/LP типов и сдвиговыми деформациями: 530 – 520, 500 – 490, 470 – 460, 450 – 430, 410 – 390 млн лет.

5. Для Восточно-Казахстанского и Китайского сегментов позднепалеозойской Алтайской коллизионной системы реконструируется синхронная последовательность кратковременных тектонотермальных событий, связанных с мантийно-коровым магматизмом и высокоградным метаморфизмом: 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.

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 раннепалеозойских, 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.

Практическая значимость. Предложенный термохронологический подход для реконструкций тектонотермальной истории горных пород может быть применен при исследованиях широкого круга объектов. Изложенные в диссертационной работе и публикациях автора результаты могут быть использованы для совершенствования легенд Госгеолкарты – 200, 1000, корректировке региональных схем магматизма и метаморфизма, геодинамических реконструкций, а также учитываться при постановке прогнозно-поисковых работ.

Апробация работы и публикации. Основные результаты работы представлялись и докладывались на всероссийских, международных совещаниях, конференциях и симпозиумах: Международная ежегодная конференция имени В.М. Гольдшмидта - 8-я 1998 г., Тулуза (Франция); 12-я 2002 г., Давос (Швейцария); 15-я 2005 г., Москва (Айдахо, США); 18-я 2008 г., Ванкувер (Канада); 23-я 2013 г., Флоренция (Италия). Рабочее совещание по международному проекту ИНТАС-134 1998 г., Гент (Бельгия). 4-й интернациональный эклогитовый симпозиум 1999 г., Новосибирск (Россия). Рабочие совещания по международным проектам IGCP – IGCP-420 2001 г., Новосибирск (Россия); IGCP-480 2005 г. Иркутск (Россия); IGCP-592 2013 г., Ксинджанг (Китай). Российская конференция по изотопной геологии – II-я 2003 г., Санкт-Петербург; III-я 2006 г., Москва; V-я 2012 г., Москва. Тектоническое совещание «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты», г. Москва - XXXI 1998 г., XLI 2008 г., XLVI 2014 г. Научные совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», г. Иркутск – 2003 г., 2004 г., 2005 г., 2006 г., 2007 г., 2008 г., 2012 г., 2013 г. IV Всероссийская научно-практическая конференция «Геодинамика и минерагения Северо-

Восточной Азии 2013 г., г. Улан-Удэ. Международная конференция «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей 2007 г., г. Иркутск. Международная конференция памяти В.Е. Хаина «Современное состояние наук о Земле» 2011 г., Москва. Научная конференция «Гранитоиды: условия формирования и рудоносность» 2013 г., Киев (Украина). Всероссийская петрографическая научная конференция «Петрология магматических и метаморфических комплексов», г. Томск 2004 г., 2007 г. Российско-Казахстанское научное совещание «Корреляция алтаид и уралид» 2012 г., 2014 г., г. новосибирск.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения общим объемом 320 страниц текста, включая 27 таблицы и 99 рисунков. Список литературы состоит из 484 библиографических наименований.

Благодарности:

Работа выполнялась в лаборатории Изотопно-аналитической геохимии Федерального государственного учреждения науки Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН.

Автор выражает искреннюю благодарность за плодотворные научные дискуссии, 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, член.-корр. 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.

Глава 1. Термохронологический подход в изотопных исследованиях

В результате исследований поведения изотопных систем при наложенном термическом воздействии в природных условиях [Hart, 1964; Hanson, Gast, 1967; Морозова и др., 1973; Berger, 1975; Hanson et al., 1975; Morozova et al., 1988; Саватенков и др., 2004], в лабораторных вакуумных [Evernden et al., 1960; Герлинг, 1961; Hart, 1964; Giletti, 1974; Морозова, Меленевский, Левский 1982] и гидротермальных экспериментах [Robbins, 1972; Giletti, 1974; Harrison, 1981; Harrison et al., 1985; Baldwin et al., 1990; Giletti, 1991; Cherniak, Watson, 1992; Cherniak, 1993; Grove and Harrison, 1996; Harrison et al., 2000; 2009 и др.] был определен ряд относительной устойчивости изотопных систем в различных минералах (рис. 1). В качестве количественной оценки устойчивости изотопной системы Додсоном введено понятие температуры закрытия [Dodson, 1973]. 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. Развитие предложенного подхода, в конечном итоге, привело к формированию отдельного термохронологического направления в геохимии.

В рамках термохронологического подхода при интерпретации изотопных датировок учитывается соотношение между температурой закрытия изотопной системы (T_c) и температурой формирования минерала (T_f) (рис. 1). В тех случаях, когда $T_c \geq T_f$, полученная датировка соответствует времени формирования минерала; когда $T_c < T_f$,

измеренный возраст соответствует моменту закрытия изотопной системы, который, в зависимости от термической истории образца, может быть сколь угодно удален по времени от его формирования.

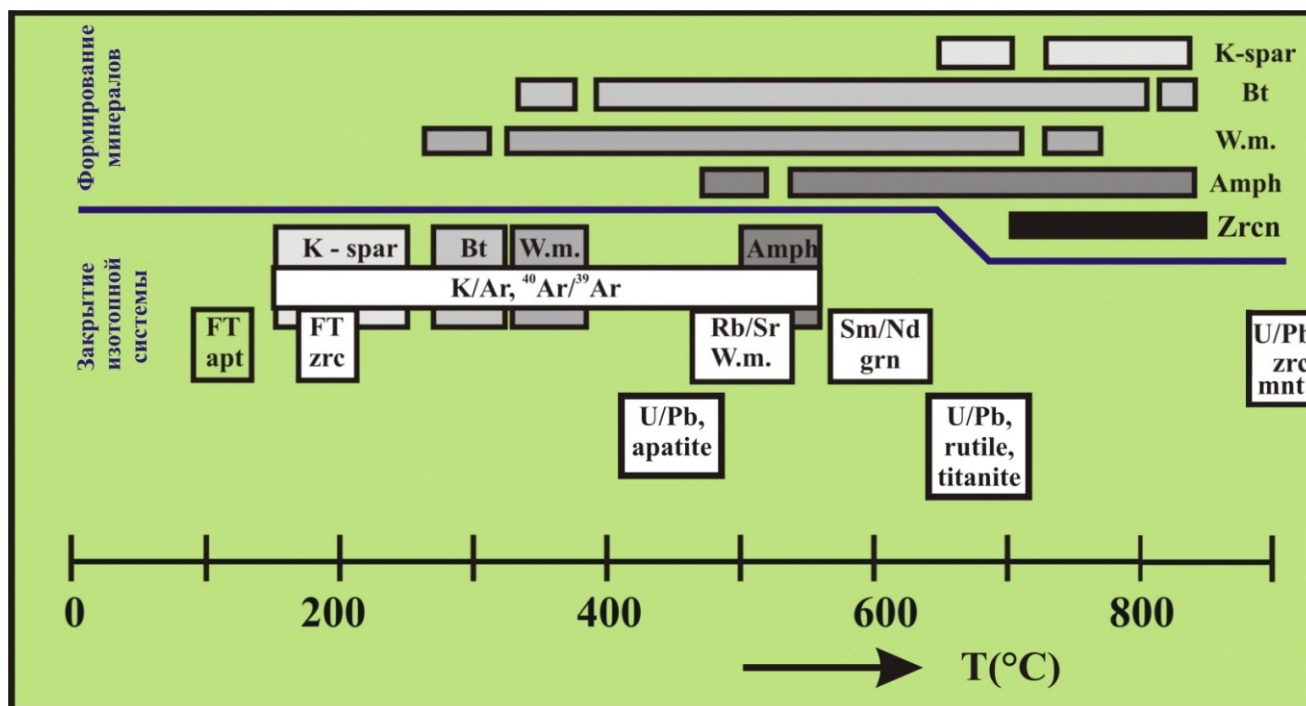


Рис. 1. Сопоставление температур закрытия изотопных систем с температурами гидротермального, метаморфогенного и магматогенного формирования этих минералов. Взято из [Lips, 1998], дополнено современными данными [Левский и др., 2003; Hodges, 2004; Reiners et al., 2005].

Учитывая перекрываемый $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb методами диапазон температур закрытия (от $\sim 200^\circ\text{C}$ до $\sim 900^\circ\text{C}$, рис. 1), для реконструкции термической истории метаморфических, магматических пород является эффективным применение комплекса двух названных методов.

Для термохронологических реконструкций субдукционно-коллизионных, коллизионных структур необходим тщательный отбор минеральных парагенезисов метаморфических, магматических комплексов, соответствующих конкретным стадиям их формирования. Построение адекватных моделей может быть проведено в результате согласованной интерпретации термохронологических трендов, полученных для перечисленных комплексов в сопоставлении с трендами P-T эволюции индикаторных метаморфических комплексов. Характер прогресса толщ зависит от геодинамических обстановок. На рис. 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].

На основе численного моделирования поведения K/Ar изотопной системы, базирующегося на механизме объемной диффузии ^{40}Ar , полное закрытие K/Ar изотопной системы биотита, амфибола происходит в случае стационарного экспонирования породы

на глубине соответственно 5-7, 14-16 км при геотермальном градиенте 30°C/км, что соответствует температурам закрытия порядка 200, 420°C. Принятое значение геотермального градиента соответствует активной геодинамической обстановке [Stuwe, 2007], характеризующейся утолщенной при орогенезе корой, либо повышенной магматической активностью. В случае спокойной, платформенной обстановки значение геотермального градиента ниже – 15-20°C/км. Соответственно, полное закрытие K/Ar изотопной системы в биотите, амфиболе произойдет на больших глубинах. При подъеме (охлаждении) породы с некоторой скоростью температура закрытия определяется по формуле Додсона [1973] с использованием кинетических параметров, определенных в лабораторных гидротермальных экспериментах [сводки – Левский и др., 2003; Hodges, 2004; Reiners et al., 2005]. С учетом сказанного в эволюции высокоградных метаморфических пород датировкам, полученным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболу, биотиту могут быть сопоставлены соответствующие области на P-T диаграмме (рис. 2).

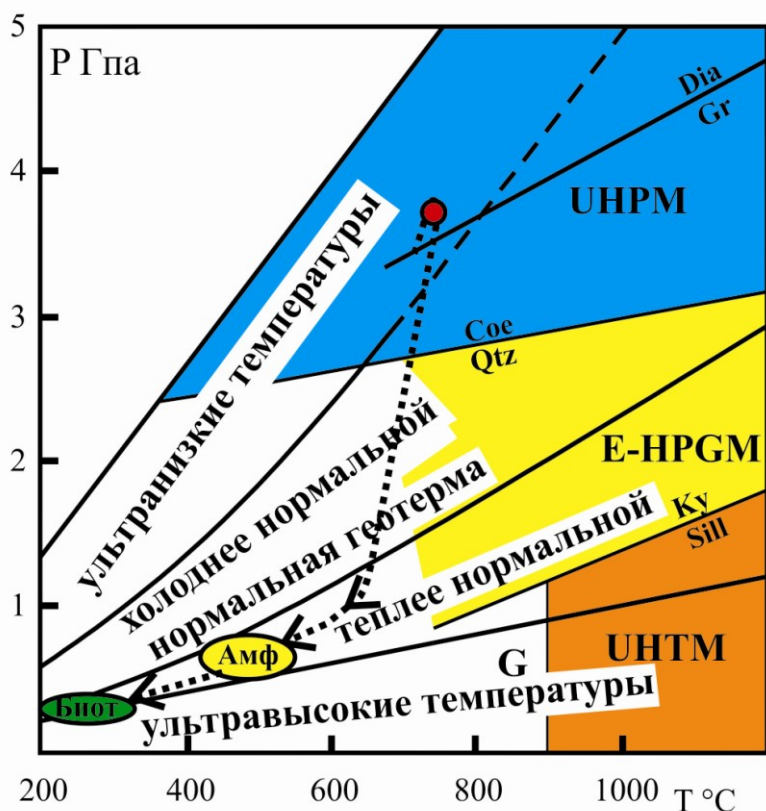


Рис. 2. P-T диаграмма, показывающая разделение условий формирования высокоградных метаморфических комплексов, основанное на отличии термических условий (теплее, холоднее) относительно нормальной континентальной геотермы [Stuwe, 2007]. Взято из [Brown, 2008]. Желтым и зеленым эллипсами показаны области, 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: UHPM – ультравысокого давления; E-HPG – эклогитовый средних температур – высокого давления граниулитовый; G – гранулитовый; UNTM – ультравысокотемпературная часть гранулитовой фации [Brown, 2008].

2). Значения давлений рассчитаны по литостатическому градиенту для рассматриваемых выше диапазонов глубин, соответствующих закрытию K/Ar изотопной системы биотита, амфибола.

Интересы исследователей Центрально-Азиатского складчатого пояса, в основном, были направлены на определение возраста формирования индикаторных комплексов, источников вещества. Как результат, наиболее интенсивно использовались U/Pb датирование по циркону, изохронное Sm/Nd и Rb/Sr датирование. При этом системные термохронологические исследования с отбором набора минералов, характеризующихся различной устойчивостью изотопной системы в пределах одного образца, обнажения,

носили фрагментарный характер. В качестве примеров пионерских термохронологических 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 [Скляров и др., 1997], бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) [Травин и др., 2001] и другие.

Глава 2. Методики изотопного датирования

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод

В лаборатории радиогенных и стабильных изотопов ИГМ для проведения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований методом ступенчатого прогрева используется кварцевый реактор с малоинерционной печью внешнего прогрева (6 на рис. 3) [Травин и др., 2009]. Образцы, завернутые в никелевую фольгу, после предварительной дегазации в стеклянной «елочке» (3 на рис. 3) с помощью магнита помещаются в реактор (4 на рис. 3). Одним из основных преимуществ системы является возможность удаления после проведения ступенчатого прогрева до 1200°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 ^{40}Ar за 20 мин при 1200°C), с другой – на порядок увеличивает рабочий ресурс реактора. Для контроля температуры используется хромель-алюмелевая термопара (5 на рис. 3).

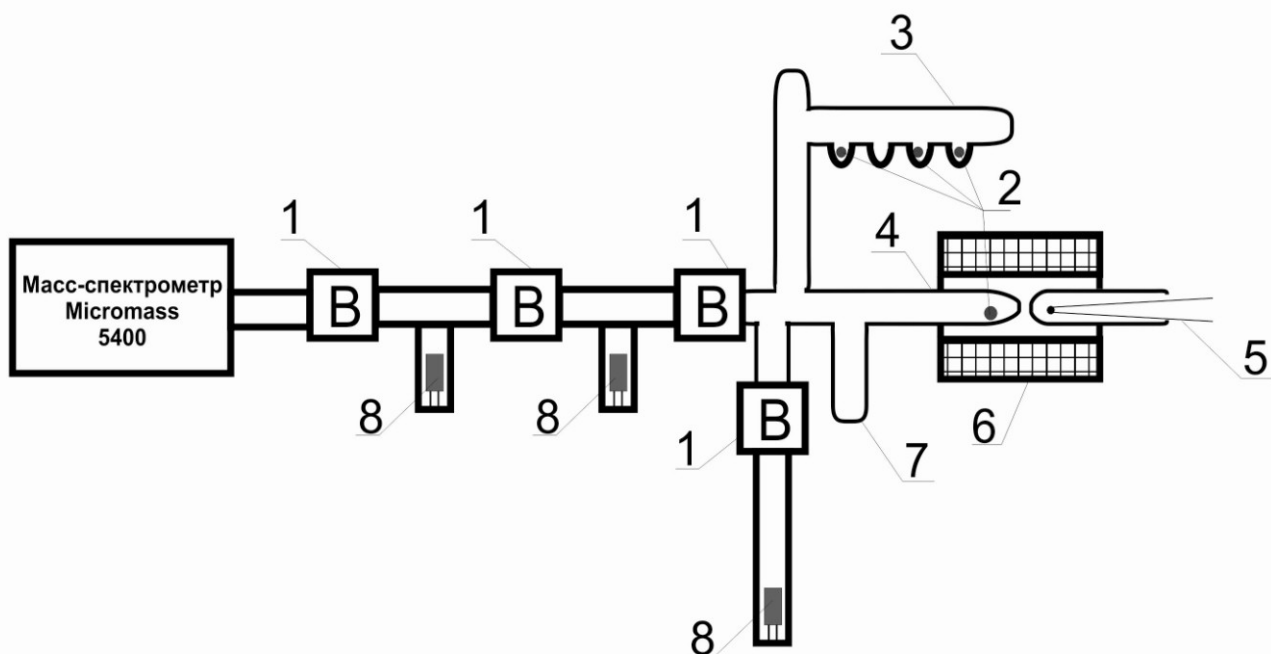


Рис. 3. Принципиальная схема установки экстракции, очистки и измерения аргона с масс-спектрометром Micromass 5400. 1 - вакуумный вентиль; 2 - образец, завернутый в Ni-фольгу; 3 - стеклянная елочка для предварительной дегазации образцов при 150°C ; 4 - кварцевый реактор; 5 - хромель-алюмелевая термопара; 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.

Поскольку термopаpa располагается вплотную к образцу в зоне максимального прогрева, точность контроля температуры каждой ступени 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].

В качестве монитора в ИГМ СО РАН уже более 20 лет [А.В. Травин, 1994] используется стандартный К/Аг 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 (рис. 4) [Baksi et al., 1996]. В качестве возраста мусковита МСА-11 было принято среднее, которое составило 311.0 ± 1.5 млн лет.

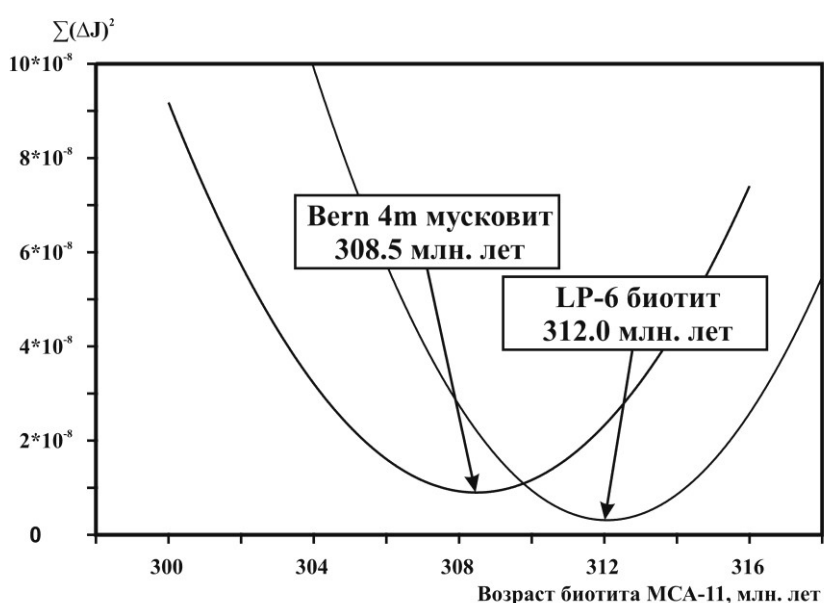


Рис. 4. Сопоставление результатов калибровки мусковита МСА-11 с помощью международных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ стандартных образцов мусковита Bern 4m и биотита LP-6 [Baksi et al., 1996].

мусковитов МСА-11, Bern 4m и биотита LP-6, расположенных в ампуле так, что в соседних позициях каждого образца находятся навески монитора.

В качестве внутреннего критерия достоверности измеренного возраста в ИГМ СО РАН используется 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 $K = 1.96 \cdot \sqrt{(\sigma_1^2 + \sigma_2^2)}$; б) они характеризуются согласующимися Са/К отношениями (минералогический критерий); в) им соответствует не менее 50% выделенного ^{39}Ar .

Для идентификации и учета присутствия в минерале избыточного радиогенного ^{40}Ar используется корреляционная диаграмма, предложенная Роддиком [Roddick, 1978].

Облучение образцов потоком быстрых нейтронов производилось на реакторе Физико-технического института при Национальном исследовательском Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока в размере ампулы, содержащей 20-30 образцов, не превышал 10%. На размере одного образца это соответствует величине, значительно меньшей 0.5%. Контроль нейтронного потока обеспечивался с помощью навесок мониторов

U/Pb метод

Для определения U/Pb возраста по циркону использовался вариант классического датирования по навеске с химическим разложением [Krogh, 1973; 1982] и определением изотопного состава на мультиколлекторном масс-спектрометре и термической ионизацией. 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].

Критерии достоверности данных изотопного датирования

Для аккреционно-коллизионных структур Центральной Азии характерно многостадийное развитие метаморфических, магматических, тектонических процессов. 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 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» [Шанин, 1979; Морозова, Рублев 1987].

В качестве внешних (наиболее высокого ранга) критериев достоверности данных изотопного датирования используется согласованность относительной последовательности комплекса датировок:

- с установленным рядом устойчивости изотопных систем;
- 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; Складаров и др., 2001; Добрецов, Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2003].

Поэтому метаморфические комплексы высокого и ультравысокого давления являются ключевыми для исследования процессов субдукции и коллизии в пределах складчатых поясов и, соответственно, для реконструкции истории формирования этих поясов.

Кокчетавская субдукционно-коллизионная зона

Частью каледонской аккреционно-коллизионной 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. 5).

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., 2005], а также образованием крупных надвигов [Добрецов и др., 1998] или выдавливанием субгоризонтального клина [Okamoto et al., 2000; Maruyama, Parkinson, 2000].

Кокчетавская субдукционно-коллизионная зона (КСКЗ) (рис. 5, прил. 1) 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; 2005а; 2005б; Dobretsov, etv al., 1999].

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. 5, прил. 1). 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.

В террейнах Кумдыколь и Барчи обнажаются или вскрыты скважинами алмазсодержащие 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] (прил. 2).

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 (прил. 2): $P = 34-36$ 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].

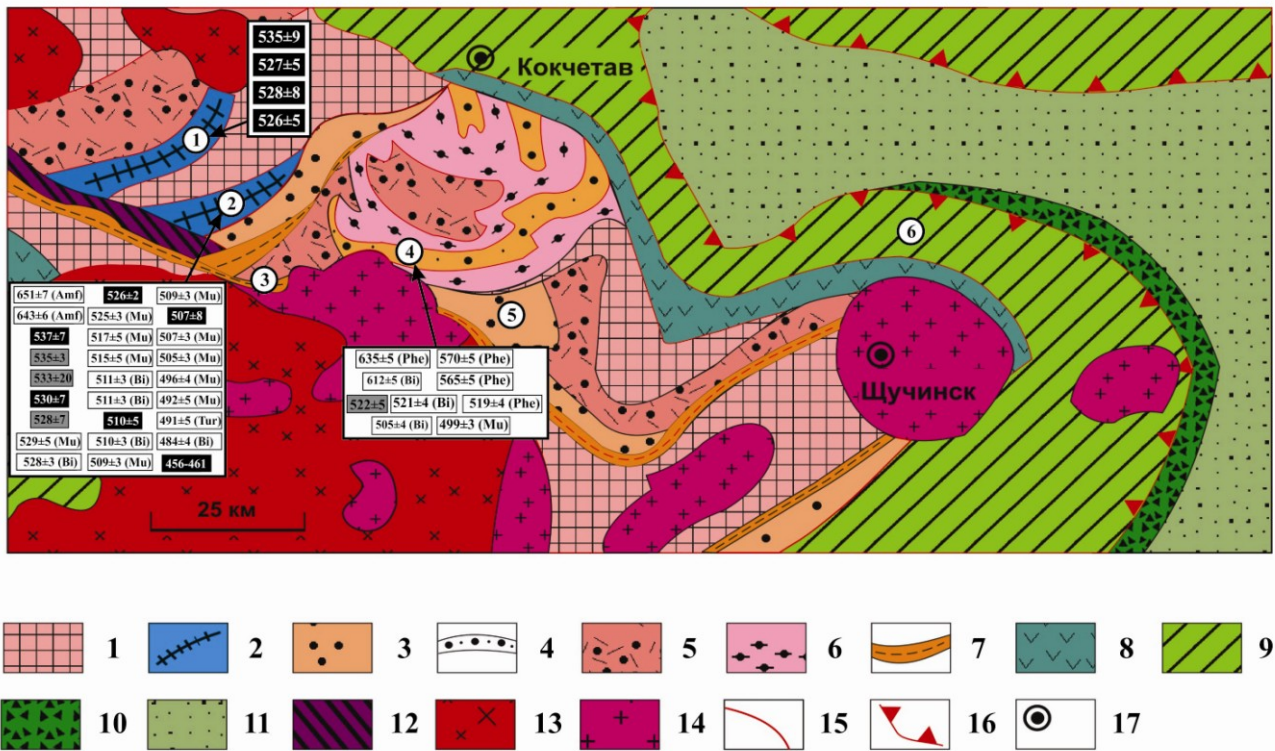


Рис. 5. Тектоническая схема Северного Казахстана [Добрецов и др., 2006]. 1 – Кокчетавский микроконтинент; 2 – породы ультравысокого давления; 3 – гранитогнейсы; 5 – породы высоких давлений; 6 - высокоглиноземистых сланцы с телами коронитов и гранатовых амфиболитов (берлыкская свита); 7 – Даулетская свита низкого давления; 9 – аккреционная призма; 10 – синколлизонная олистострома; 11 – ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба; 12 – офиолиты; 13 – ордовик-силлурийские граниты; 14 – девонские граниты; 15 – разломы; 16 – надвиги; 17 – населенные пункты. Террейны: 1-Барчинский, 2-Кумду-Кульский, 3 - Сулу-Тубинский, 4 - Кулетский и 5 - Энбек-Берлыкский. Показаны U/Pb датировки по циркону (черный цвет), Sm/Nd изохронные (серый), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки (в скобках указан минерал). Литературные источники датировок приведены [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013].

Для высокobarических 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 высокobarических парагенезисов [Claoue-Long et al., 1991; Hermann et al., 2001; Katayama et al. 2001]; б) Sm/Nd датировок по высокobarическим 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 - рис. 6, прил. 2) [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 – рис. 6, прил. 2) [Hermann et al., 2001] и, наконец, трех $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок по высокobarическим фенгитам и биотиту [Добрецов и др., 2002; Hacker et al., 2003] (см. рис. 6, прил. 2).

На этом основании в течении короткого промежутка времени (около 4 ± 4 млн лет) после UHP-HP 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. О кратковременности стадий высокобарического и ретроградного метаморфизма говорят оценки, основанные на сохранности агрегатного состояния азота в микроалмазах [De Corte et al., 2000], сохранности зональности $\delta^{18}\text{O}$ в гранате [Sobolev et al., 2011], моделировании диффузии в гранате [Korsakov et al., 2002].

Далее, на основе совпадений датировок, полученных с использованием различных изотопных систем, выделяется наложенное событие с возрастом 517-505 млн лет (см. рис. 6, прил. 2). В это время, по всей видимости, Кумдыкольский террейн находился в условиях интенсивных сдвиговых деформаций, что сопровождалось формированием гранат-сланцевых и слюдяных 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].

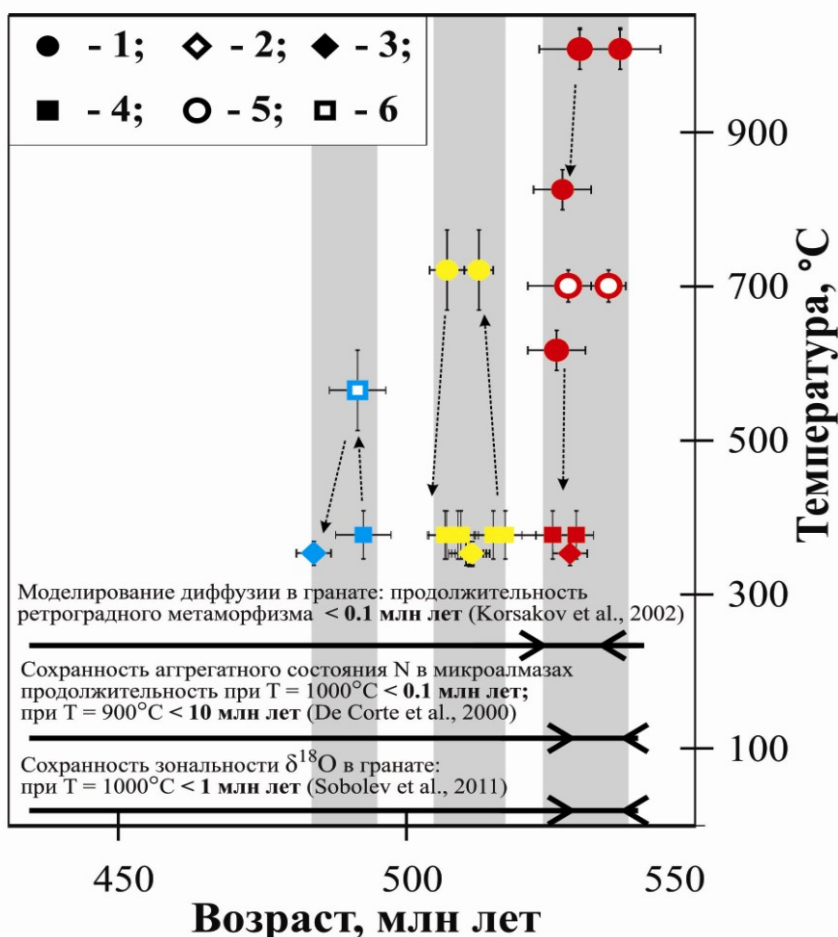


Рис. 6. Термическая эволюция для пород участка Кумды-Коль (Schertl, Sobolev, 2013). Условные обозначения: 1 – U/Pb (циркон), 2 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (амфибол), 3 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (биотит), 4 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (мусковит), 5 – Sm/Nd (изохрона), 6 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (турмалин).

зональные. В них наблюдаются большие гомогенные ядра с включениями графита и кварца. Содержание K_2O меняется от значений, меньших пределов обнаружения (< 0.05

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 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 [Корсаков и др., 2009]. 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,

вес. %) во внешней оболочке до 1.6 вес. % в ядре. По мусковиту и турмалину получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры (рис. 7), в которых выделяются четкие плато с совпадающими значениями возраста – 492.5 ± 4.8 и 491.5 ± 4.9 млн лет соответственно.

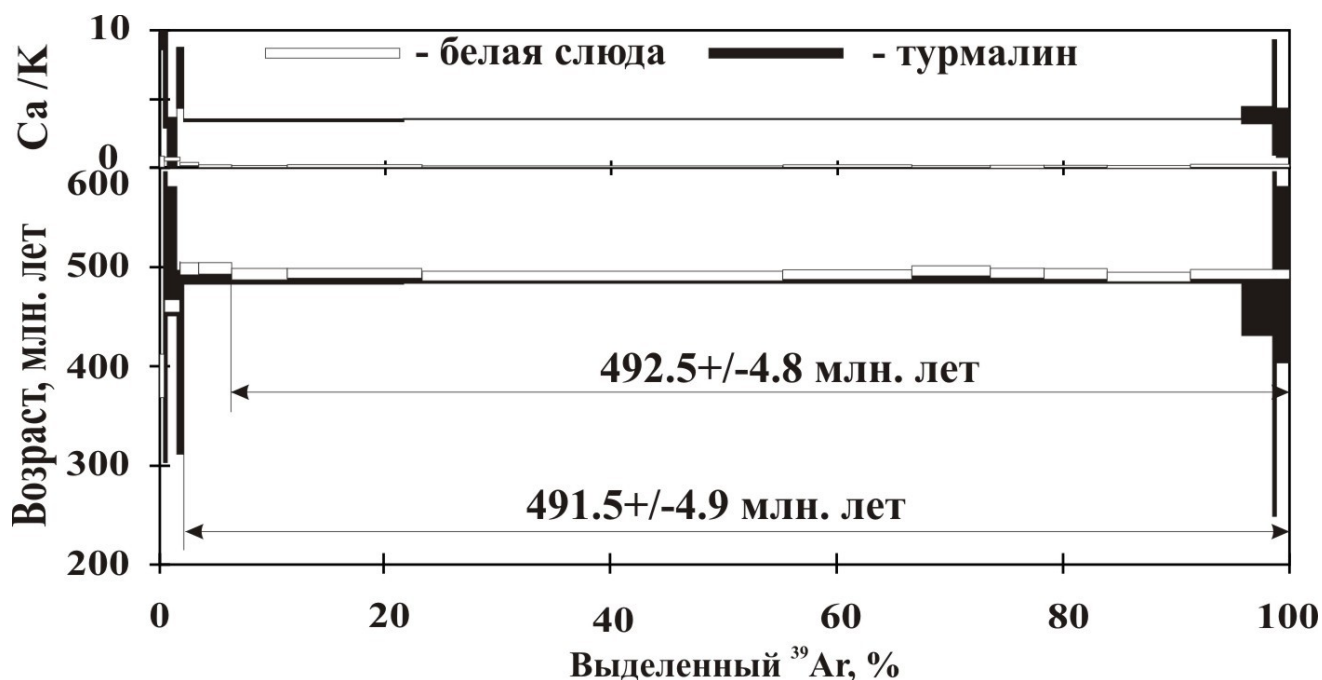


Рис. 7. Возрастные и Ca/K спектры, полученные для турмалина и мусковита из Tur-Qtz-Kfs-Mu породы месторождения Кумды-Коль [Корсаков, Травин и др., 2009].

Эти датировки значительно моложе возраста высокобарического метаморфизма, фиксируемого комплексом методов – 532 ± 2 млн лет (см. рис. 6, прил. 3). Таким образом, можно говорить по крайней мере о двух эпизодах активных термических событий, повлиявших на породы высокобарического парагенезиса, с возрастом 517-505, 497-481 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. 8 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.

В пределах террейна Кулет было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование слюдистых сланцев (по 4 фенгитам, 2 биотитам, см. рис. 5), 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 высокобарического метаморфизма. 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. прил. 1, 3) [Шацкий и др., 1993]. Таким образом, после завершения высокобарического метаморфизма ретроградный метаморфизм и эксгумация пород Кулетского террейна с глубины формирования (~ 100 км) до глубин порядка 5-8 км завершились в течении 5 млн лет.

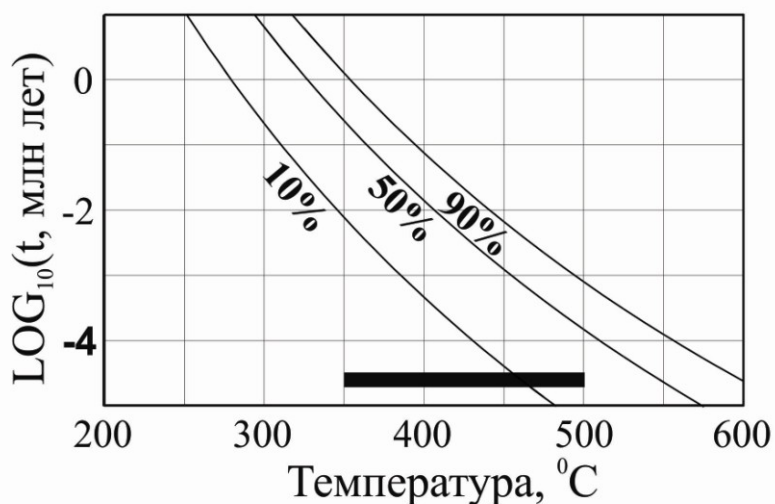


Рис. 8. Зависимость продолжительности изотермического прогрева биотита от температуры для 10%, 50%, 90% потери радиогенного аргона. Черной полосой показан предполагаемый диапазон температур при формировании сланцев и милонитизации. Расчеты производились с использованием кинетических параметров диффузии аргона в биотите, полученных экспериментально в гидротермальных условиях [Harrison et al., 1985].

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.

С целью определения возраста деформаций проведено датирование мусковита из разломных зон КСКЗ, аккреционной призмы (см. прил. 1, 4) [Добрецов и др., 2005; Буслов и др., 2010]. Расчитанные методом плато значения возраста легли в диапазон 490-478 млн лет. 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. Сланцеватость, тени давления, сложенные кварцем, а также широкое развитие новообразованных слюдистых минералов свидетельствуют о деформациях и метаморфизме, которому подверглась вся олиострома на заключительных стадиях надвигания Кокчетавского микроконтинента, мегамеланжевой зоны и аккреционной призмы на образования Степнякского прогиба.

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. прил 1, 3). Столь молодые значения возраста могут быть связаны с тепловым воздействием на породы КСКЗ при формировании гранитов Зерендинского батолита, что подтверждается Rb/Sr датировками гранитов [Шатагин и др., 1994; 1995].

Эклогитовые и глаукофансланцевые комплексы Центральной Азии

Максютовский метаморфический комплекс, расположенный на Южном Урале, отвечает раннему этапу формирования Уральского орогена в результате коллизии

В пределах Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны имеет место широкое развитие позднекембрийско-раннеордовикской милонитизации, формирование гранат-слюдистых и слюдистых пород, трассирующих глубинные уровни разломных зон по породам составляющих субдукционно-коллизионную 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]. Мусковит-кварцевые сланцы повсеместно трассируют

Восточно-Европейской платформы с различными микроконтинентами в позднем палеозое [Zonenshain et al., 1984; Dobretsov et al., 1996; Puchkov, 1997]. 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], предполагается, что давление на ранней стадии минералообразования могло достигать 27-32 кбар. Изотопные определения возраста по различным породам и минералам [сводка – Лепезин и др., 2006], полученные несколькими методами варьируют в диапазоне от 390 до 365 млн лет.

В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева фенгитов, отобранных в зоне контакта гранатового глаукофанита и омфацит-гранатовой породы (прил. 5), установлена корреляция измеренного возраста с размерностью зерен. Это свидетельствует, что поведение K/Ar системы в фенгите определяется механизмом объемной диффузии [Лепезин и др., 2006]. Максимальные значения измеренного возраста - 392 млн лет фиксируются для гранатового глаукофанита на удалении от контакта. Численное моделирование показало, что возраст высокобарического метаморфизма не моложе 400 млн лет. При этом для случая линейного охлаждения скорость снижения температуры соответствует скорости эксгумации метаморфических пород 0.34 мм/год. С оценками возраста высокобарического метаморфизма по фенгитам согласуются датировки, полученные по глаукофанам из трех образцов - 389-411 млн лет (см. прил. 5).

Высокобарические породы Чарской палеосубдукционной зоны (Восточный Казахстан, прил. 4) отвечают погружению исходных пород (океанических базальтов и кремнистых осадков) на различную глубину. Оценки P-T параметров метаморфизма глаукофановых сланцев и эклогитов составляют соответственно 5 – 13 кбар, 500 – 570 °C; 15 – 19 кбар, 650 – 700 °C [Волкова и др., 2008]. Для определения возраста были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования фенгита и амфибола [Волкова и др., 2011; Волкова и др., 2016]. Полученные для глаукофановых сланцев и эклогитов оценки возраста находятся в диапазоне 450-444 млн лет. С одной стороны, они должны соответствовать завершающему этапу высокобарического метаморфизма, с другой - свидетельствуют в пользу одновременного подъема этих разноглубинных пород.

Аналогичные выводы на основании совпадения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок по фенгиту и амфиболу могут быть сделаны для глаукофановых сланцев Уймонской зоны (возраст 485-483 млн лет, 6—8 кбар, 350—400 °C) и Куртушибинского хребта (возраст 470-464 млн лет, 7—9 кбар, 450—420 °C) [Скляров, 1994; Волкова и др., 2003; Волкова и др., 2005; Волкова и др., 2008] (см. прил. 4).

Глава 4. Термохронология Приольхонской коллизионной структуры

Ольхонский регион является фрагментом аккреционно-коллизионного пояса Западного Прибайкалья, сформированного в результате раннепалеозойских 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]. В структуре региона выделяются три главные зоны: Чернорудская, Анга-Сатюрты, Ангинская (прил. 6), при этом с юго-востока на северо-

запад увеличивается степень метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Метаморфические толщи Ольхонского региона отделены от протерозойских пород Сибирского кратона blastsмилонитами Приморского разлома и коллизионного шва [Федоровский, 2004; Fedorovsky et al, 2005; Владимиров А.Г. и др., 2011]. В пределах коллизионного шва среди милонитов различного состава наблюдаются линзовидные включения пород гранулитовой и амфиболитовой фации [Сухоруков, 2007], аналогичные породам Чернорудской зоны. Породы обеих фаций претерпели регрессивный метаморфизм, за которым следовали стадии эксгумации и сдвиговых деформаций. Каждая из выделенных тектонических зон Ольхонского региона имеет специфический набор метаморфических и магматических комплексов, однако их общим признаком является «сквозное» развитие синметаморфических гранит-лейкогранитов, «запечатывающих» отдельные литопластины с контрастной степенью метаморфизма [Макрыгина, Петрова, 1996; Владимиров и др., 2004].

В пределах Приольхонской коллизионной структуры комплексные структурно-петрологические и изотопные (U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) исследования проведены: а) для пироксенит-габбровых массивов Улан-Харгана, Чернорудский и их метаморфического обрамления в пределах Чернорудской зоны [Мехоношин и др., 2001; Хромых, 2006; Травин и др., 2009; Волкова и др., 2008]; б) для «реститовых» гипербазитовых тел и их мигматит-гнейсового обрамления на полуострове Шида в пределах пограничной полосы, разделяющей структурно-вещественные комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма [Волкова и др., 2008; Владимиров А.Г. и др., 2011; Мехоношин и др., 2013]; в) для гипербазитовых тел участка Харикта-Тог и их обрамления в пределах зоны Анга-Сахюрты [Волкова и др., 2008; Мехоношин и др., 2013]; г) для Бирхинского габброидного, Айского гранитного массивов и их обрамления в пределах Ангинской зоны [Юдин и др., 2005; Волкова и др., 2008]; д) для синметаморфических стресс-гранитов шаранурского комплекса, запечатывающих зоны с гранулитовым и амфиболитовым метаморфизмом [Макрыгина, Петрова, 1996; Владимиров А.Г. и др., 2004; Михеев и др., 2014]; е) для узких полос с наиболее интенсивным развитием процессов милонитизации и blastsмилонитизации, а именно «коллизионного шва», пограничного с Приморским разломом (отделяет Сибирскую платформу от Ольхонского региона) и комплекса Орсо (разграничивает зону Анга-Сахюрты с толеитовым составом метавулканитов и Ангинскую зону с субщелочным составом метавулканических толщ) [Федоровский, 1997; Федоровский, 2004; Сухоруков и др., 2005; Волкова и др., 2008; Гладкочуб и др., 2010; Федоровский, Скляров и др., 2010; Владимиров А.Г. и др., 2011; Мехоношин и др., 2013].

Интерпретация полученных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных в координатах «время-температура закрытия изотопных систем» (рис. 9) в целом подтверждает внутреннюю структуру Ольхонского террейна, а также позволяет выяснить динамику тектонического экспонирования сдвиговых пластин, составляющих коллизионный композит региона. Полученные изотопные данные (рис. 9, прил. 6) позволяют выделить для Ольхонского региона раннеколлизионный этап (495 ± 5 млн лет), связанный с кульминацией коллизионного сжатия, внедрением габброидов бирхинского комплекса (Ангинская зона), габбро-пироксенитов, гиперстеновых плагиогранитов и кварцсодержащих сиенитов чернорудского комплекса (Чернорудская зона). Максимальные температуры метаморфизма земной коры вплоть до гранулитовой фации могли быть обеспечены на этапе снижения давления за счет привноса дополнительного тепла в процессе коллапса и

экзгумации метаморфического комплекса при внедрении мантийных магм, сконцентрированных в корневой зоне коллизионной системы [Скляр и др., 2001; Федоровский и др., 2010]. На основании оценок параметров метаморфизма для двупироксеновых основных гнейсов, полученных с использованием гранат-клинопироксенового термометра и гранат-ортопироксенового геобарометра (рис. 10, 770–820 °С, 7.7–8.6 кбар [Fedorovsky et al., 2005]), породы Чернорудской зоны в это время находились на глубине порядка 27 км (рис. 9).

Для гранат-биотит-андалузитового сланца из фрагмента контактового ореола Бирхинского габброидного массива реконструируются условия 490–650 °С, 3.6–4.6 кбар [Волкова и др., 2008], что соответствует глубине внедрения массива 12–15 км (рис. 9). Возраст формирования мигматитов гранат-биотитового гнейса бластомилонитового комплекса Шида на основе U/Pb датировки по циркону [Владимиров А.Г. и др., 2011] оказался на 30–35 млн лет древнее раннеколлизионного этапа (прил. 6, рис. 9). Предполагается, что в это время имело место региональное метаморфическое событие (амфиболитовая фация), предшествующее гранулитовому метаморфизму [Мехоношин и др., 2013].

Ключевым в истории региона является позднеколлизионный этап с возрастом 470 ± 5 млн лет. Структурообразующим фактором являлся коллапс коллизионной системы в условиях перехода от тектонической обстановки сжатия к длительному периоду растяжения и развала горно-складчатого сооружения. Индикатором смены тектонического режима служит интенсификация тектонических движений с левосторонней кинематикой, которые сопровождалась внедрением синкинематических стресс-гранитов шаранурского комплекса и минглинг-даек [Скляр и др., 2001; Владимир А.Г. и др., 2004; Федоровский и др., 2010]. В Ангинской зоне этому возрастному рубежу отвечают субщелочные микрогаббро, сиениты и нефелиновые сиениты тажеранского комплекса, внедрение и становление которых сопровождалось левосторонними вязко- и хрупкопластичными сдвиговыми деформациями [Скляр и др., 2009; Федоровский и др., 2010]. Вместе с редкометальными гранитами аинского комплекса субщелочные и щелочные породы Тажеранского массива сейчас рассматриваются как индикаторы плюмовой активности в Ольхонском регионе [Скляр и др., 2009; Владимир А.Г. и др., 2011].

Более поздние и по нашей интерпретации внутриплитные этапы (435 ± 10 млн лет и 410 ± 10 млн лет) характеризуются амагматичностью в условиях широкого распространения милонитизации и бластомилонитизации толщ (левосторонняя кинематика деформаций) при относительно низких P-T условиях метаморфизма (не выше эпидот-амфиболитовой фации).

Намеченные этапы характеризуются кратковременными импульсами активизации тектонических движений, связанных с эволюцией сопряженной системы проникающих разломов первого порядка (Приморский разлом, коллизионный шов, комплекс Орсо, рис. 9, прил. 6). Синхронно с активизацией основных разломов фиксируется закрытие K/Ar изотопной системы в минералах метаморфических и магматических парагенезисов ранних этапов в пределах трех главных зон Приольхонья (рис. 9, прил. 6). По всей видимости, параллельно с дискретными импульсами скольжения пластин Ольхонского террейна вдоль края Сибирского кратона происходил их эффективный подъем к верхним уровням коры, приводящий к последовательному закрытию изотопных систем.

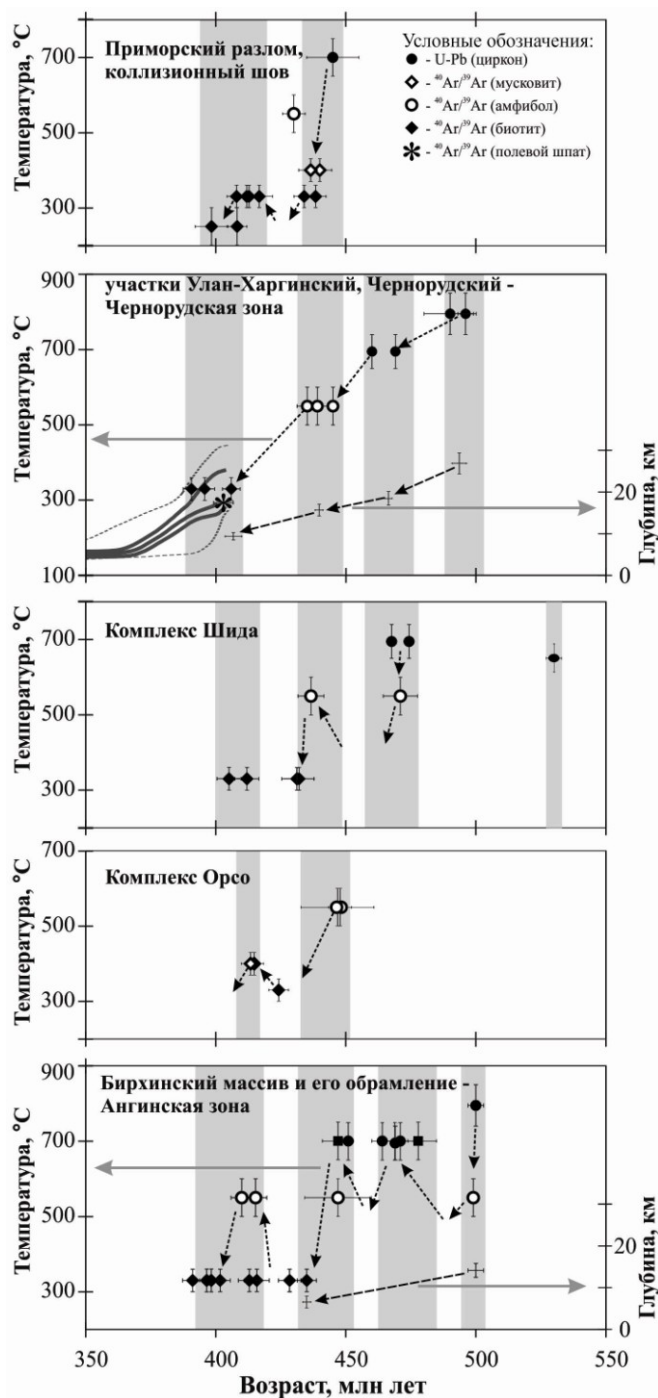


Рис. 9. Термическая эволюция (возраст-температура) литопастин и бластомилонитовых комплексов Ольхонского региона. Стрелками показаны термохронологические тренды, установленные для отдельных литопластин. Серым фоном отмечены возрастные рубежи тектонотермальной активности. Для калиевого полевого шпата Чернорудской зоны жирными линиями показаны термические тренды, а пунктирными – доверительные интервалы. Отдельно, со шкалой справа показана эволюция глубины для Чернорудской и Ангинской зон. Литературные источники использованных изотопных данных указаны в подписи к прил. 6.

В общей сложности, для высокоградных метаморфических пород Чернорудской зоны, соответствующих корневой части коллизионной системы, реконструируется картина последовательного закрытия изотопных систем, 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. 9). 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.

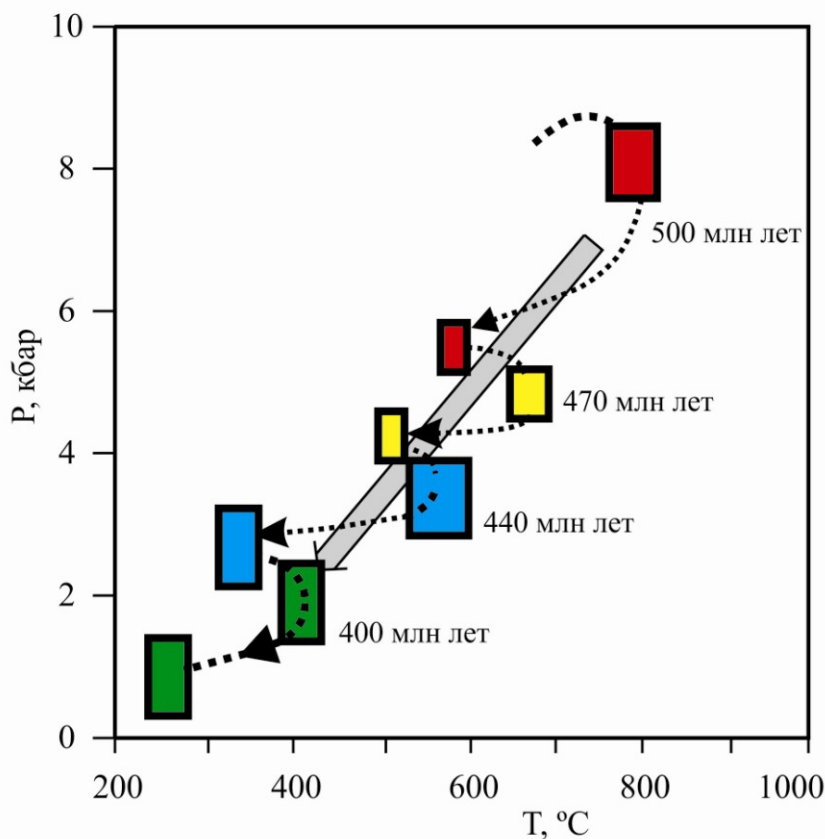


Рис. 10. Схема эволюции P-T параметров метаморфизма пород Чернорудской зоны. Прямоугольником красного цвета в правом верхнем углу показана P-T – область, оцененная по минералогическим термометрам и барометрам для двупироксенговых гнейсов Чернорудской зоны [Fedorovsky et al, 2005]. Серой полосой показан тренд, соответствующий традиционно предполагаемой эволюции P-T параметров гранулитовых комплексов (медленный подъем и остывание). Цветными прямоугольниками и соединяющими их стрелками показана предлагаемая на основе термохронологических данных эволюция, состоящая из дискретных этапов.

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].

Глава 5. Термохронология раннепалеозойских коллизионных структур ЦАСП

В результате раннепалеозойских аккреционно-коллизионных событий, сопровождавших закрытие Палеоазиатского океана и приращение к краевым частям Сибирского кратона различных по своей геодинамической природе террейнов [Добрецов, Буслов, 2007], в пределах северного сегмента ЦАСП произошло формирование нескольких высокометаморфизованных комплексов, локализованных вдоль южного фланга Сибирского кратона [Донская и др., 2000; Гладкочуб и др., 2010]. Кроме рассмотренного выше Ольхонского региона это – нагорье Сангилен, слюдянский

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 тектономагматической активизации происходило кратковременное повышение температуры, сопровождавшееся понижением давления - эксгумацией пород Чернорудской зоны на следующий уровень глубины (рис. 10). Если основным источником прогрева на ранних этапах являлось поступление магм мантийного, мантийно-корового генезиса [Скляров 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

кристаллический комплекс (Южное Прибайкалье), Дербинский террейн (Восточный Саян), Баянхонгорская офиолитовая зона (Центральная Монголия).

Нагорье Сангилен (республика Тыва)

Сангиленское складчатое сооружение сформировано в результате косо́й коллизии Таннуольской островодужной системы с Тувино-Монгольским микроконтинентом (ТММ) [Терлеев, Журавлева, 1989; Гибшер, Терлеев, 1992; Гибшер и др., 2000; Хаин и др., 2002; Владимиров и др., 2005]. На примере Западного Сангилена удается установить главные рубежи базитового магматизма и метаморфизма ордовикского этапа, оценить условия образования конкретных массивов и их взаимосвязь с метаморфизмом НТ/LP типа [Изох и др., 2001; Egorova et al., 2006]. Последний примечателен тем, что региональный метаморфизм (более 1000 км²) высокой степени (до гранулитов) развивается в тесной генетической связи с базитовым магматизмом. На Западном Сангилене картируются разновозрастные и разнотипные базитовые ассоциации. К высокоглиноземистой низкощелочной ассоциации расслоенных массивов относится Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив (прил. 7). К субщелочному габбро-монцодиоритовому формационному типу относятся Баянкольский, Эрзинский и Башкымугурский многофазные интрузивы, а базиты щелочного ряда представлены дайками камптонитов (прил. 7) [Изох и др., 2001; Egorova et al., 2006].

В строении Правотарлашкинского массива принимают участие породы закалочной и краевой фаций (габбронориты с пойкилитовым амфиболом) и расслоенной серии (троктолиты, оливинные габбро, оливинные габбронориты, рудные габбро и анортозиты). Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования по пойкилитовому амфиболу (прил. 8) позволяют отнести время формирования массива к нижнему кембрию (524 ± 9 млн лет), что хорошо согласуется с U/Pb датировками ранних плагиогранитов Западного Сангилена (521 и 536 млн лет) [Козаков и др., 2001]. На контакте базитов с дистеновыми сланцами мугурской толщи в зоне размером не более 100 м образуются двупироксеновые роговики, для которых оценки давления – не более 2-3 кбар.

⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование пойкилитового амфибола из меланократовых габбро Баянкольского массива показало, что время внедрения базитов близко к кембро-ордовикскому этапу НТ/LP метаморфизма (490 млн лет, прил. 8), что согласуется с U/Pb датировками по циркону из пород Баянкольского массива (496 млн лет), а также с возрастом эндербитов Западного Сангилена [Козаков и др., 2001].

Башкымугурский вебстерит-габбро-монцодиоритовый массив представляет собой крупное многофазное тело, вытянутое в меридиональном направлении (5 x 17 км). С массивом пространственно связан мугурский зональный метаморфический комплекс (верховье р. Морен восточнее массива, прил. 7), в котором описан постепенный переход от метаморфической толщи типа Барроу M₁ к малоглубинным гранулитам с мощной внутренней зоной (до 2 км) силлиманит-калишпатовых и гиперстен-калишпатовых мигматитов [Каргополов, 1991]. Близкий по параметрам фрагмент метаморфической толщи находится с западной стороны массива (Тарлашкинхемский участок, см. прил. 7). По биотиту из монцодиорита получен ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст (465 ± 4 млн лет, прил. 8), согласующийся с результатами U/Pb и Rb/Sr датирования (прил. 7) [Козаков и др., 1999; Петрова, Костицын, 1997; Изох и др., 2001].

Нами проведен анализ термической истории метаморфических пород мугурского зонального комплекса. Как отмечалось выше, для метаморфизма M2 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 Сангилена, 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 (прил. 9, 10). На рис. 11 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, по крайней мере, времени его завершения – 510 ± 5 млн лет назад.

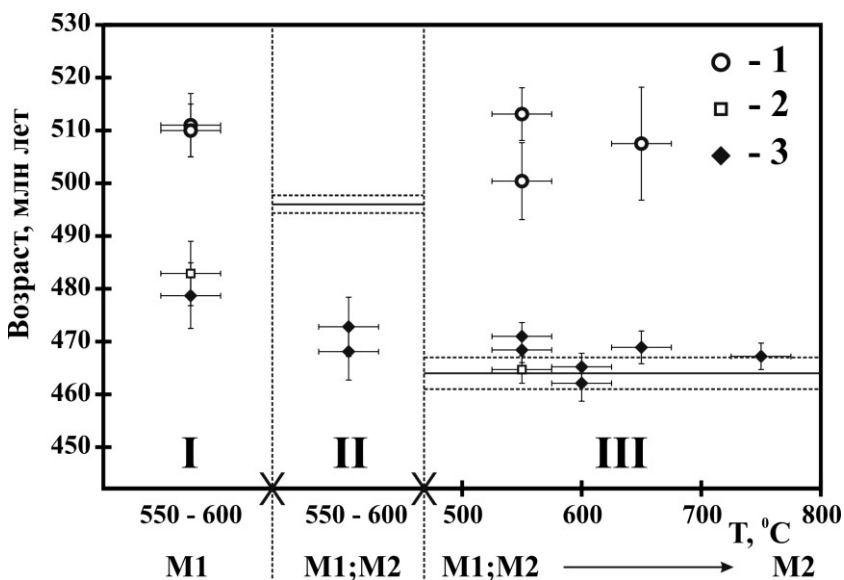


Рис. 11. Сводка $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок амфиболов (1), мусковитов (2), биотитов (3): I – верховье р. Морен, по петрографическим данным метаморфизм М2 не фиксируется; II – ореол Баянкольского массива; III – ореол Башкымугурского массива, Тарлашкинхемский участок. Для сравнения на диаграмме показаны значения U/Pb возраста Баянкольского и Башкымугурского массивов в интервале $\pm 1\sigma$.

амфиболам, 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 нами получены количественные оценки интенсивности высокоградиентного метаморфизма. Численное моделирование поведения K/Ar системы амфиболов,

Значения возраста слюд из участков, характеризующихся интенсивным проявлением высокоградиентного метаморфизма, находятся в узком диапазоне – 473-462 млн лет (рис. 11). «Обнуление» изотопной системы слюд Тарлашкинхемского участка, или их новообразование 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. 11). Датировки слюд моренского участка (М1) моложе возраста, зафиксированного по

базирующееся на механизме объемной диффузии, проведено с использованием программного алгоритма Diffarg [Wheeler, 1996]. Рассчитывалась 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 М1 и началом М2 на Тарлашкинхемском участке). 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. 12) 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. Следует заметить, что с помощью термохронологического подхода удалось ограничить продолжительность этапа метаморфизма М2 с возрастом 465 ± 4 млн лет в пределах, значительно меньших точности геохронологических методов.

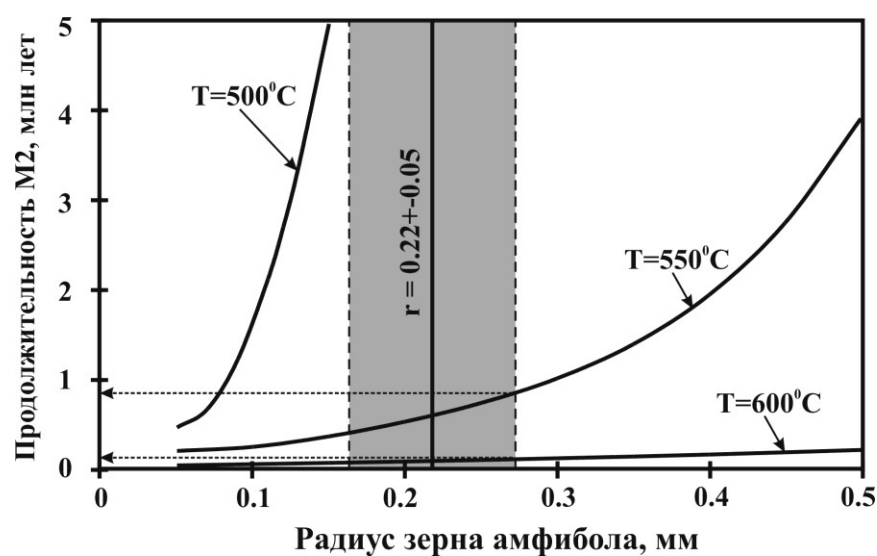


Рис. 12. Зависимость расчетной продолжительности термического прогрева в зависимости от размера зерна амфибола для трех значений температуры прогрева - 500°C, 550°C, 600°C. Серым прямоугольником выделена область значений радиуса, соответствующая измеренным в образцах Тарлашкинхемского участка. При расчетах использовались кинетические параметры, полученные Харрисоном в лабораторном гидротермальном эксперименте для роговой обманки [Harrison, 1981].

метаморфических событий: метаморфизма М1 типа Барроу (до 510 млн лет) и несколько этапов высокоградиентного метаморфизма низких давлений (525, 490, 465 млн лет). В последних двух случаях НТ/ЛР метаморфизм коррелирует с внедрением многофазных габбро-монцодиоритовых интрузивов, дифференциация которых проходила в глубинных промежуточных камерах [Изох и др., 2001; Egorova et al., 2006].

Сопоставление термических историй раннепалеозойских горноскладчатых сооружений Центральной Азии

Кратковременному позднему прогреву соответствует также этап, связанный с внедрением в западной части нагорья Сангилен роя даек камптонитов (агардагский щелочно-базальтоидный комплекс, см. прил. 7). Возраст их внедрения установлен на основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по амфиболу, флогопиту (см. прил. 8) и U/Pb датирования по циркону равным 443 ± 2 млн лет [Изох и др., 2001; Гибшер и др., 2012].

Таким образом, можно утверждать, что на площади выходов кристаллического фундамента Западного Сангилена наблюдаются признаки нескольких

Сопоставление истории активных термических событий для нагорья Сангилен, слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье), Дербинского террейна (Восточный Саян), Баянхонгорской офиолитовая зоны (Центральная Монголия), отвечающих обширной территории ЦАСП (более 700 x 800 км), показало, что для них реконструируются истории активных термических событий одинаковой временной протяженности (прил. 11) [Травин и др., 2009]. Важно заметить, что датировки, полученные для магматических и метаморфических пород различными изотопными методами, согласуются с дискретными этапами, установленными для Ольхонской коллизионной системы. 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. На рис. 13 история активных термических событий ключевых каледонских коллизионных и субдукционно-коллизионных структур ЦАСП сопоставлена с датировками глаукофансланцевых комплексов [Волкова, Скляр, 2007; Волкова и др., 2011; Травин, 2016]. Можно заметить, что дискретным этапам формирования этих структур отвечают датировки глаукофансланцевых комплексов. Например, одному из ранних рубежей закрытия Палеоазиатского океана соответствуют датировки ультравысокобарических парагенезисов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (537-520 млн лет). Такая синхронизация событий в пределах всей территории ЦАСП может быть возможна 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 коллизионные 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 [Ярмолюк и др., 2006; 2013; Сафонова, 2008].

По всей видимости, интенсивный импульс внутриокеанического мантийного магматизма, фиксируемый и для парагенезисов ранних этапов коллизионных систем (Ольхонский регион, Западный Сангилен, рис. 13), 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; Ярмолук и др., 2013].

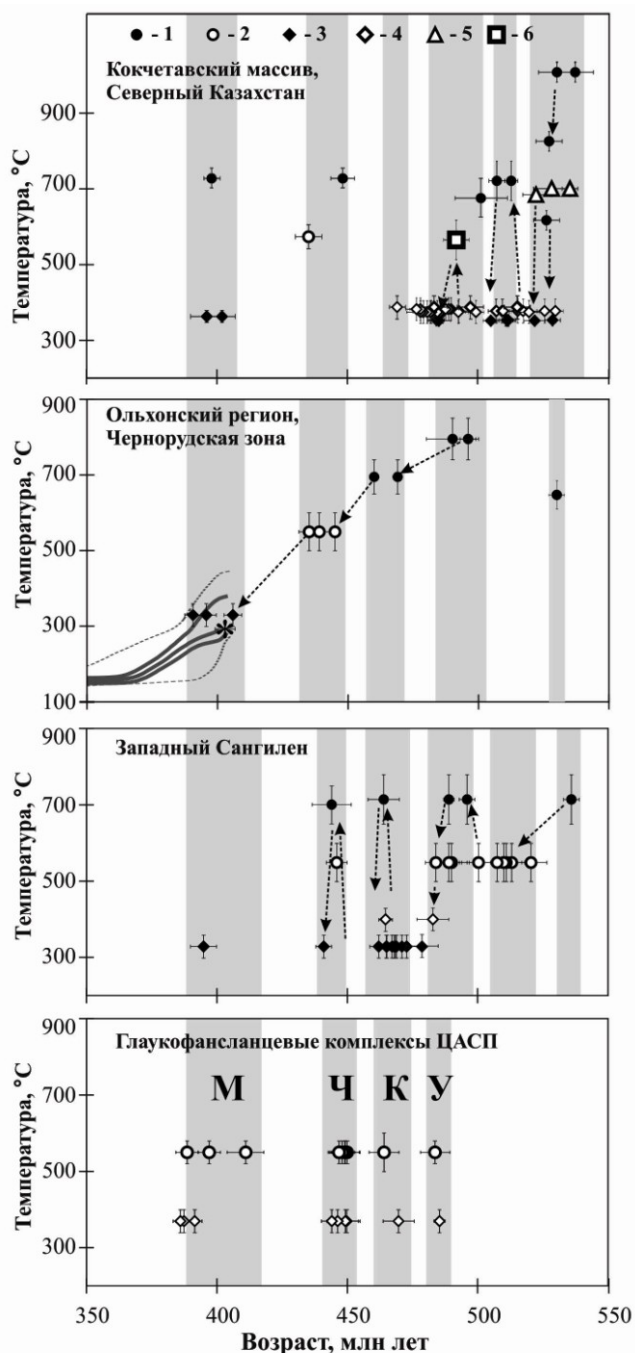


Рис. 13. Сопоставление истории активных термических событий для террейнов Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан), Чернорудской зоны (Ольхонский регион), Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) и данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования глаукофансланцевых комплексов ЦАСП. Большими буквами обозначены комплексы: У – Уймонский, К – Куртушибинский, Ч – Чарский, М – Максютковский. 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).

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/ЛР типа (Ольхонский регион, Западный Сангилен). Синхронно с этими событиями проявились кратковременные импульсы тектонических преобразований Кокчетавского метаморфического пояса, находящегося далеко за пределами ареала плюмовой активности (см. рис. 13).

В дальнейшем интенсивность магматической активности в пределах рассмотренных 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 [Ярмлюк и др., 2006; 2007]. В пределах Кокчетавской субдукционно-коллизииной зоны этим событиям отвечает формирование синколлизииных гранитоидов [Шатагин и др., 1994; 1995].

Глава 6. Термохронология герцинических коллизииных 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. 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 герцинического подвижного пояса, перекрытого на севере мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юге – прослеживающегося в Китай и Монгольскую Гоби.

Восточно-Казахстанский сектор Алтайского орогена

Западный (Восточно-Казахстанский) сектор Алтайского орогена (прил. 12) в основном включает осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы, отражающие палеоостроводужный этап в истории формирования герцинических Алтая [Ермолов и др., 1977]. Ключевой структурой является Западно-Калбинская (Чарская) зона, в основании которой, вероятно, 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, маркирующий условную границу сочленения Казахстанской и Сибирской плит и содержащий реликты океанических метабазальтоидов, метаморфизованных в условиях повышенных давлений и низких температур (прил. 12).

Особенности конфигурации взаимодействующих Казахстанской и Сибирской плит, а также специфика аккреционно-субдукционных процессов обусловили асимметричное строение Алтайской коллизииной системы. По отношению к Жарма-Саурской, Рудно-Алтайской островодужным 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, проявлении магматизма в вулканоплутонических ареалах и гранитоидных батолитах (прил. 12). Главный этап коллизии при формировании Алтайской коллизииной 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 коллизионной 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 (прил. 13) [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 (см. прил. 12). 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].

Калба-Нарымский гранитоидный батолит

Гранитоиды Калба-Нарымского батолита занимают не менее половины площади Калба-Нарымского турбидитового террейна, являющегося составной частью Алтайской коллизионной системы герцинид (прил. 12). 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. 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. 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, что формирование толщ Калба-Нарымского террейна происходило за счет субстратов невысокой зрелости, по-видимому, – девонских вулканических комплексов Алтайской активной континентальной окраины Сибирского континента. 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), получен новый фактический материал по магматизму региона [Навозов и др., 2011], уточнена последовательность формирования интрузивных комплексов Калба-Нарымского батолита.

Ранний калгутинский комплекс (гранодиориты, гранит-гранодиорит-порфиры) представлен поясами даек северо-западного простирания и отдельными интрузивными массивами. Кунушский комплекс (плагиогранит-, гранит-порфиры, биотитовые плагиограниты, плагиогранодиориты, аплитовидные граниты) представлен небольшими интрузивами и многочисленными поясами даек северо-западного простирания.

Гранитоиды калбинского комплекса, образующие крупные пластообразные плутоны (до 4-5 км) отражают 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].

Породы монастырского комплекса слагают цепочку крупных (до 100 км²) интрузивов в юго-западной части батолита. Схема формирования: 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.

Породы каиндинского комплекса, выделенного на основании геологических и гравиметрических данных [Шулыгин, Навозов, 1986], слагают несколько крупных многофазных субизометричных интрузивов, обособляющихся 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. Схема формирования: 1) средне- и крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты; 2) мелко-среднезернистые порфиroidные биотитовые и мелкозернистые биотитовые граниты; 3) аплиты, аплитовидные граниты и аплит-пегматиты.

Завершающими эндогенную активность являются пояса «постбатолитовых» даек, контролируемые северо-восточной системой разрывных нарушений миролюбовского комплекса [Лопатников и др., 1982]. В состав комплекса включены дайки основного, среднего и кислого состава, условно разделенные на три фазы: 1) оливиновые долериты и долериты; 2) породы пестрого состава от диоритовых порфиритов и лампрофиров до кварцевых монцонитов; 3) гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры.

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]. Их источниками являлись субстраты метатерригенного состава, представленные в пределах Калба-Нарымского террейна метаморфизованными алевропесчаниками, алевролитами и черными сланцами такырской серии D₃-C₁.

Иртышская сдвиговая зона

Калба-Нарымский батолит структурно сопряжен с Иртышской сдвиговой зоной (ИСЗ). На основании глобальных палеогеодинамических реконструкций [Sengor et al., 1993], палеомагнитных данных [например – Choulet et al., 2011] Иртышской сдвиговой зоне приписывается большая амплитуда пост-верхнепермских сдвиговых движений с левосторонней кинематикой (до 1500 км), связанная с поворотом Сибирской плиты по часовой стрелке. 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.

В геологическом строении Иртышской сдвиговой зоны участвуют тектонические блоки (пластины) глубокометаморфизованных пород, частично подвергшихся бластомилонитизации, которые картируются на всей протяженности линиямента.

Наиболее крупные из таких пластин известны как Предгорненский, Согринский, Чечекский и Курчумский (рис. 14). Среди метаморфических литопластин выделяется 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, прил. 14) [Владимиров В.Г., 1990; Vladimirov et al., 1998; Травин и др., 2001; Владимиров, Савинский, 2012; Савинский и др., 2015].

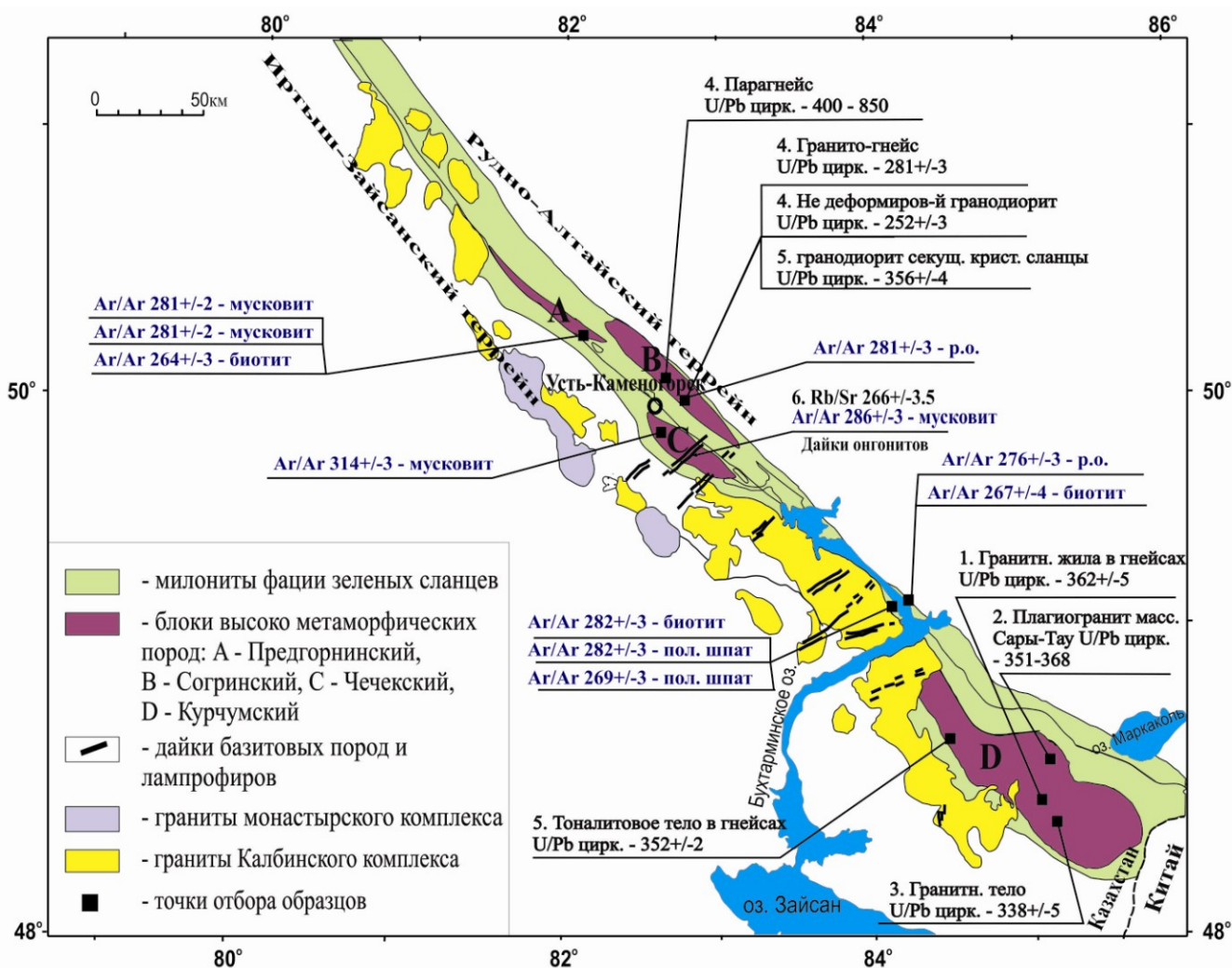


Рис. 14. Геологическая схема Иртышской зоны смятия по [Травин и др., 2001] с нанесенными результатами изотопного датирования. Синим шрифтом показаны авторские данные, черным – из литературных источников: 1) Козаков и др., 2003; 2) Куйбида, 2009; 3) Glorie et al., 2012; 4) Zhang et al., 2012; 5) Ермолов, 2013; 6) Довгаль и др., 1995.

На рис. 14 приведена сводка изотопных датировок ИСЗ, включая расположенные в ее пределах блоки высокометаморфических пород. Ряд U/Pb датировок по цирконам из гранитных тел различного состава, а также парагнейсам соответствует ранней истории формирования этих блоков в позднем девоне – раннем карбоне [Козаков и др., 2002; Куйбида и др., 2008; Glorie et al., 2012; Zhang et al., 2012; Ермолов, 2013]. Ранние этапы их формирования происходили задолго до закрытия Обь-Зайсанской ветви

Палеоазиатского океана. По данным [Ермолов, 2013] блоки высокометаморфических пород являются глубинной метаморфизованной частью окраинно-континентального палеобассейна. С учетом многочисленных современных данных по структурам Китайского и Монгольского Алтая эти блоки могут соответствовать 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].

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования отобраны минералы бластомилонитов, тектонизированных сланцев и гнейсов, характеризующихся сдвиговой S/C' микроструктурой с признаками левосторонних хрупко- и вязкопластичных деформаций на протяжении более 150 км ИСЗ (см. рис. 14) [Травин и др., 2001]. На основании $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методами ступенчатого прогрева и УФ-лазерной абляции минералов синдвигового парагенезиса (прил. 15) сделан вывод о наличии двух импульсов интенсивных сдвиговых деформаций с возрастом 282 ± 1 млн лет и 265 ± 2 млн лет. Возрастной рубеж 282 ± 1 млн лет подтвержден результатами U/Pb LA-ICP-MS датирования по циркону из синдвиговых гранитогнейсов Согринской пластины - 281 ± 1 млн лет [Zhang et al., 2012].

Среди блоков высокометаморфических пород ИСЗ большое внимание уделяется Чечекской структуре (прил. 16) [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 возраст 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). На рис. 15 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. На основании совпадения двух датировок можно сделать вывод о том, что сразу после своего формирования при давлениях 4-6 кб (см. прил. 14), что соответствует глубине 15-20 км [В.Г. Владимиров, Савинский, 2012], породы Чечекской структуры были подняты на глубину порядка 5-7 км. Следующий этап тектонотермальной активности в пределах ИСЗ фиксируется с возрастом 286-278 млн лет (см. рис. 15). Он соответствует импульсу интенсивных левосторонних сдвиговых деформаций [Травин и др., 2001], а также внедрению роев даек редкометальных гранитов [Хромых и др., 2014]. По мусковиту из онгонитовой дайки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом получен возраст 286 ± 3 млн лет (см. рис. 14, прил. 16).

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. 8. Даже в том случае, если предположить, что биотит потерял 10% радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$, а температура воздействия была минимальной - 350°C , интегральная продолжительность наложенных событий должна была быть не более 10 000 лет.

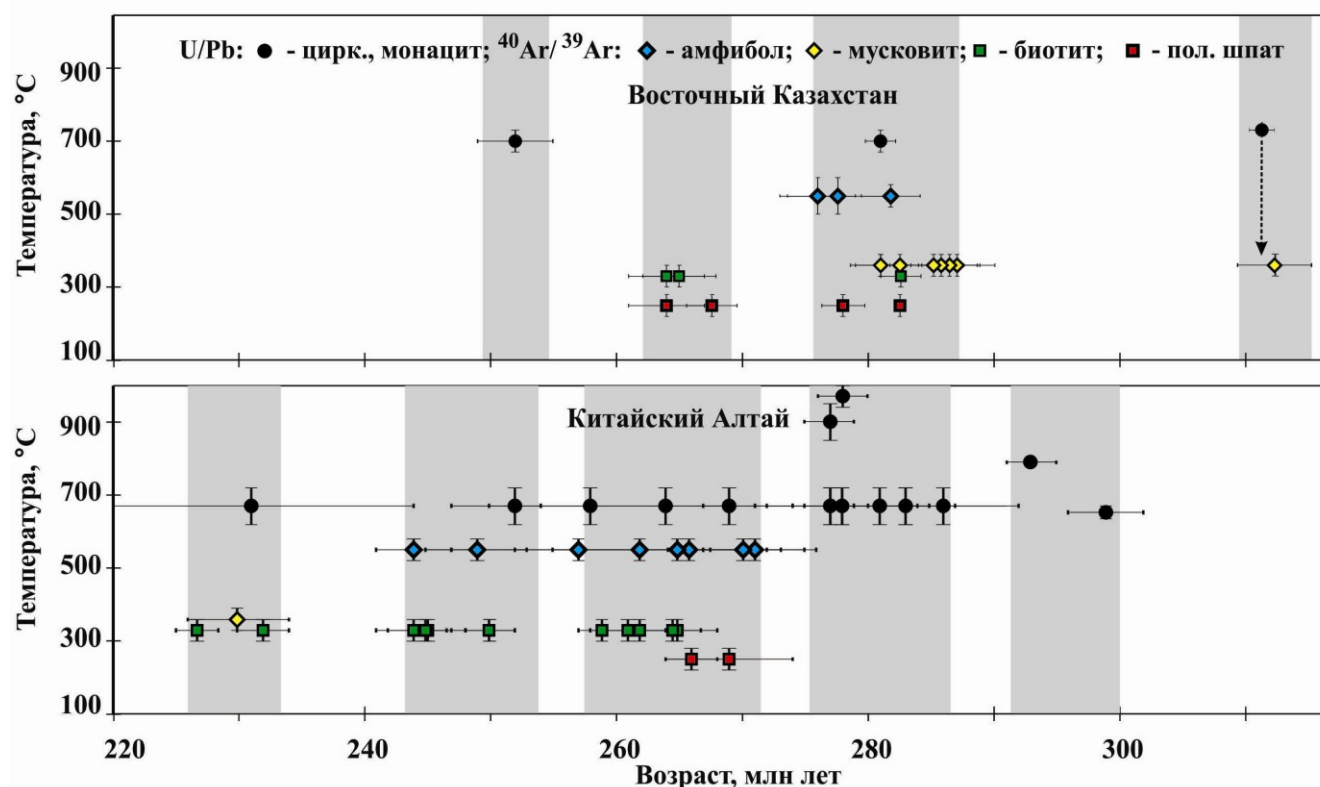


Рис. 15. Сопоставление термических историй Восточно-Казахстанского, Китайского Алтая. Литературные источники данных по Китайскому Алтаю перечислены в подписи к прил. 17.

При увеличении предполагаемой температуры воздействия продолжительность значительно сокращается. 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. 16 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, каиндинского и монастырского комплексов, составляющих основной объем батолита. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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.

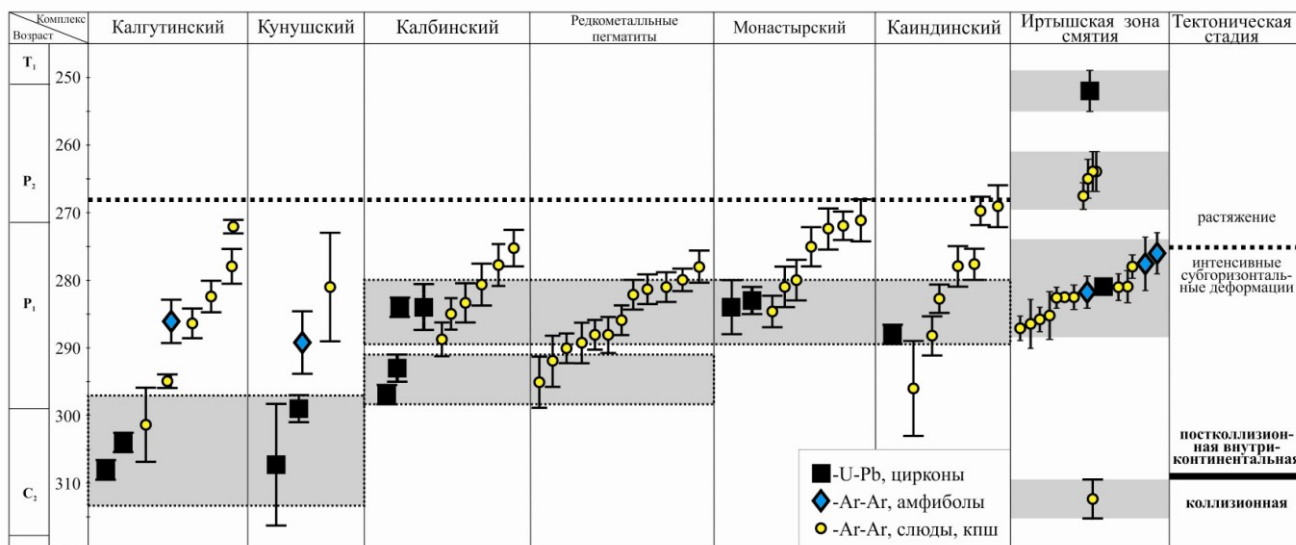


Рис. 16. Сводка $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb датировок гранитоидов Калбинской зоны и образцов Иртышской сдвиговой зоны [Травин и др., 2001; Zhang et al., 2012; Владимиров В.Г. и др., 2014; 2015; Хромых и др., 2014; 2016].

Полиметаморфические комплексы Китайского Алтая

Китайский Алтай представляет собой субдукционно-аккреционный комплекс, образованный в палеозое [[Zou et al., 1998; He et al., 1990; Windley et al., 2002; Chen, Jahn, 2002; Xiao et al., 2009; Кеда и др., 2011]]. Иртышская тектоническая единица Китайского Алтая (прил. 17) 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, прил. 17) рассматривается как граница, отделяющая структуры Китайского Алтая от девонско-карбоновых мета-вулканогенно-осадочных пород интраокеанических островодужных систем Восточной/Западной Джунгарии [Ren et al., 1980].

Примерно 40% территории Китайского Алтая занято гранитоидами и ортогнейсами (прил. 17), 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 (прил. 17) 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].

По многочисленным данным Алтайский ороген испытал интенсивное высокоградное тектоно-термальное событие в позднем палеозое (прил. 17). Можно заметить, что позднепалеозойское событие наиболее интенсивно проявилось в пределах вытянутой на северо-запад полосы, включающей тектонические единицы IV, V. С учетом имеющихся данных регион испытал в позднем палеозое несколько этапов метаморфизма низкого давления-высоких температур (рис. 15, прил. 17, 18). Для метаморфических пород 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 (прил. 18).

В пределах китайского сектора Иртышской сдвиговой зоны описано три эпизода деформаций [Li et al., 2014]. Ранний эпизод D₁ интерпретируется как фаза сжатия, предшествующая коллизионному утолщению коры. 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 290-282 млн лет (прил. 17) [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], а также на основе возрастной 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 (прил. 17). 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 [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], характеризую стадии утолщения, гравитационного коллапса, транспрессии соответственно.

Обсуждение

Для реконструкции геодинамической эволюции алтайских герцинид большое значение имеет анализ тектонотермальной истории отдельных секторов Алтайского орогена – Восточно-Казахстанского, Китайского. Общими чертами рассматриваемых регионов является активный характер окраины в доколлизийной 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 термических историй (рис. 15). Как было показано выше, для Восточно-Казахстанского и Китайского секторов проявление интенсивных деформаций, соответствующих различным стадиям формирования коллизийной 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 – 290-280 млн лет.

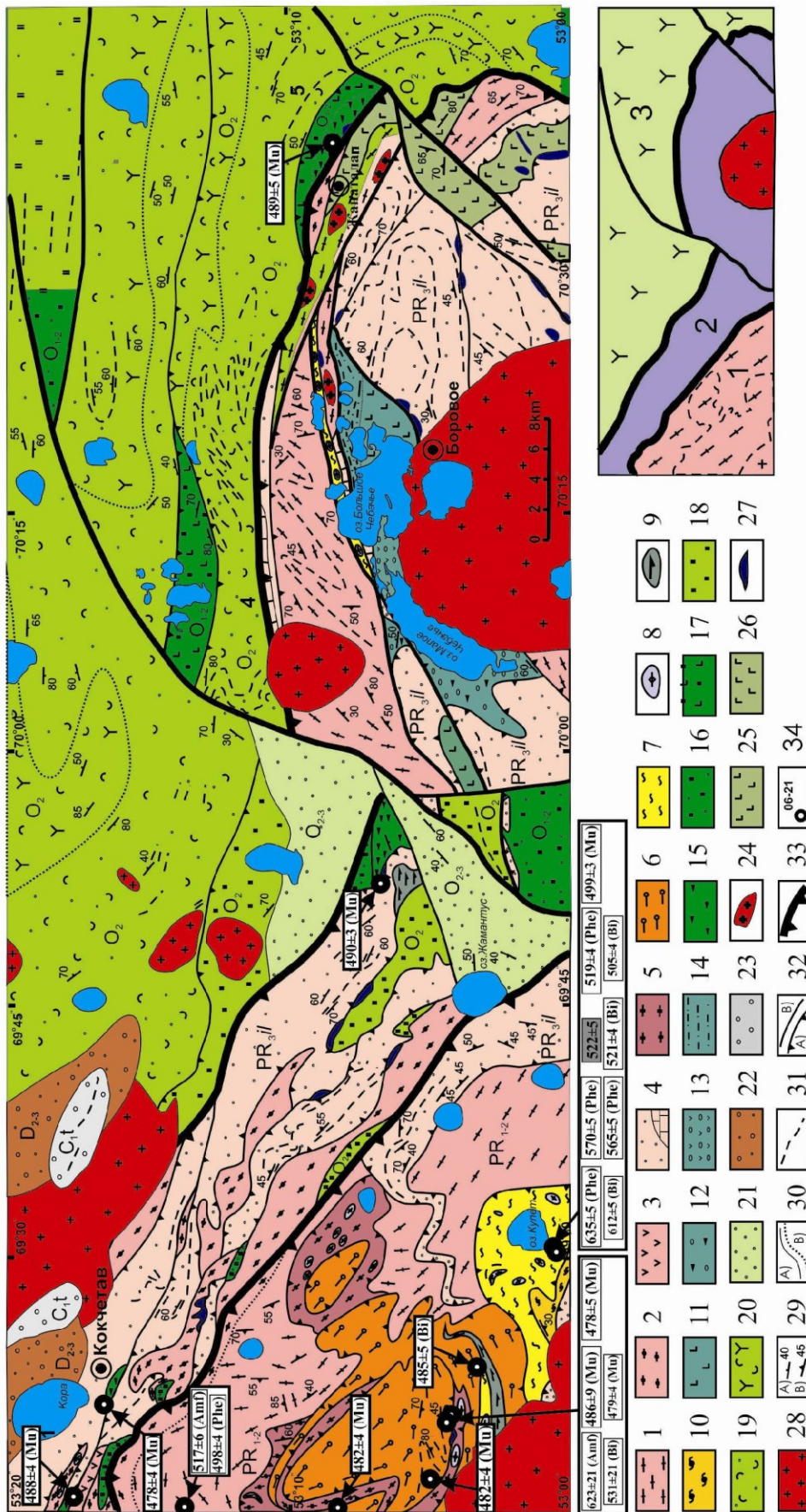
Основные публикации по теме диссертации (статьи в журналах списка ВАК)

1. Пономарчук В.А. Зиновьев С.В. **Травин А.В.** Чиков Б.М. Поведение аргона при стресс-метаморфизме калбинских гранитов (Иртышская зона смятия) // Докл. РАН. - 1994. - Т. 337. - № 4. - С. 507-510
2. 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
3. **Травин А.В.** Бовен А. Плотников А.В. Владимиров В.Г. Тениссен К. Владимиров А.Г. Мельников А.И. Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. - 2001. - № 12. - С. 1347-1351
4. 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 коллизийных процессах // Докл. РАН. - 2001. - Т. 378. - № 6. - С. 794-797
5. 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
6. Chikov B.M. Ponomarchuk V.A. Zinoviev S.V. Lapin B.N. Titov A.T. **Travin A.V.** Palessky S.V. Stress-Metamorphism and Isotopic Age of Shear Zone Granitoid Tectonites Irtysh Shear Zone (Altai region) // Geotectonica et Metallogenia. - 2002. - Vol. 26. - № 1-2. - P. 36-51
7. Савельева В.Б. **Травин А.В.** Зырянов А.С. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН. - 2003. - Т. 391. - № 4. - С. 523-526
8. Буслов М.М. Ватанабе Т. Смирнова Л.В. Фудживара И. Ивата К. де Граве И. Семаков Н.Н. **Травин А.В.** Кирьянова А.П. Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геол. и геофиз. - 2003. - Т. 44. - № 1-2. - С. 49-75

9. 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 синколлизонных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Докл. РАН. - 2005. - Т. 405. - № 2. - С. 251-255
10. 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-коллизонных событий в Горном Алтае // Геол. и геофиз. - 2005. - Т. 46. - № 4. - С. 367-382
11. Добрецов Н.Л. Буслов М.М. Жимулев Ф.И. **Травин А.В.** Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннекарадокская коллизонно-субдукционная зона // Докл. РАН. - 2005. - Т. 402. - № 2. - С. 212-216
12. Владимиров В.Г. Владимиров 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-коллизонного тектогенеза // Докл. РАН. - 2005. - Т. 405. - № 1. - С. 82-88
13. 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 // Геол. и геофиз. - 2005. - Т. 46. - № 5. - С. 579-583
14. 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-коллизонной зоны // Геол. и геофиз. - 2006. - Т. 47. - № 4. - С. 428-444
15. Савельева В.Б. Костицын Ю.А. **Травин А.В.** Пономарчук В.А. Мощенко А.С. Геохимия и Rb-Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геол. и геофиз. - 2006. - Т. 47. - № 2. - С. 216-231
16. Барабаш Н.В., Владимиров В.Г., **Травин А.В.**, Юдин Д.С. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование деформаций трансформно-сдвигового этапа эволюции ранних каледонид Западного Сангилены (Юго-восточная Тува) // Докл. РАН. - 2007. - Т. 414. - № 2. - С. 226-232.
17. Ханчук А.И. Валуй Г.А., Крук Н.Н., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., **Травин А.В.** Успенский интрузив Южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 5. С. 664-668.
18. 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) // Доклады Академии Наук, 2008, Том 420, N 4, С. 512-515.
19. 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) // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 423. № 5. С. 651-655.
20. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., **Травин А.В.**, Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геол. И геоф. 2008. Т. 49. № 7. С. 621-636.
21. **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.
22. 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
23. 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
24. Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Друзяка Н.В., **Травин А.В.** Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско-

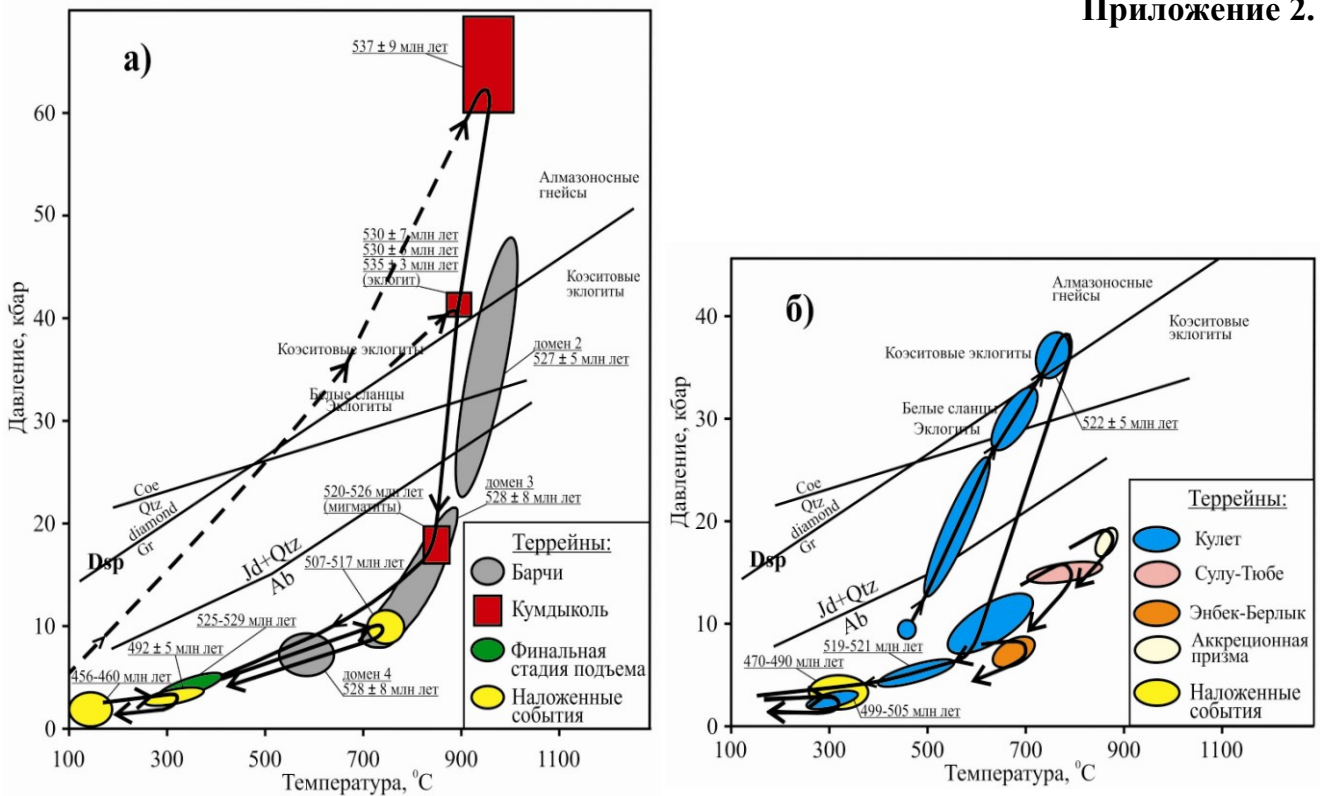
- раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геол. и геоф. 2010. Т. 51. № 2. С. 240-256
25. Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., **Травин А.В.** Nd-Sr систематика метамагматических пород Ангинской и Таланчинской толщ средней части озера Байкал // Геохимия. 2010. Т. 10. С. 1040-1048.
26. Буслов М.М. Жимулев Ф.И. **Травин А.В.** Новые данные о структурном положении и ^{40}Ar - ^{39}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
27. 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
28. 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.
29. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., **Травин А.В.**, Дмитриева Н.В., де Граве И. Раннесреднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР- УНР метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геол. и геофиз. - 2011. - Т. 52. - № 1. - С. 138-157
30. Хромых С.В., Владимиров А.Г., **Травин А.В.**, Лобанов С.С. Габбро-пикритоидные массивы в складчатой системе герцинид Восточного Казахстана – индикатор взаимодействия плюма с коллизийной литосферой // Докл. РАН. - 2011. - Т. 441. - № 5. - С. 651-656
31. Зиновьев С.В., **Травин А.В.** К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // Докл. РАН. - 2012. - Т. 444. - № 5. - С. 539-544
32. 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 Сангилены на основании Ar/Ar и U/Pb датировании // Геология и геофизика, 2012, Т. 53, N 8, С. 998-1013
33. 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 индикаторная связь для геодинамических реконструкций // Петрология, 2013, Т. 21, N2, С. 177-201.
34. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Бибикина Е.В., **Травин А.В.** Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Алейского антиклинория (Рудный Алтай) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. N 10. С. 1668-1684.
35. Буслов М.М., Джен Х., **Травин А.В.**, Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Минг Ч., Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. N 10. С. 1600-1627.
36. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., **Травин А.В.**, Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология габброидов и пикритоидов Алтайской коллизийной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. N 10. С. 1648-1667.
37. Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., **Травин А.В.**, Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститовые гипербазиты в коллизийной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. Т. 54. N 10. С. 1562-1582.
38. Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., **Травин А.В.**, Юдин Д.С., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Термохронология гранулитов п-ва Святой нос (Забайкалье) // Доклады академии наук. 2014. Т. 455. № 3. С. 317-322.

39. 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.
40. Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., Травин А.В., Юдин Д.С., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Термохронология гранулитов п-ва Святой нос (Забайкалье) // Доклады академии наук. 2014. Т. 455. № 3. С. 317-322.
41. 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.
42. 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.
43. **Травин А.В.** Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 553-574.
44. 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., Мурзинцев Н.Г. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика, 2016, № 5.
45. 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. 2016. № 2. С. 224-230.



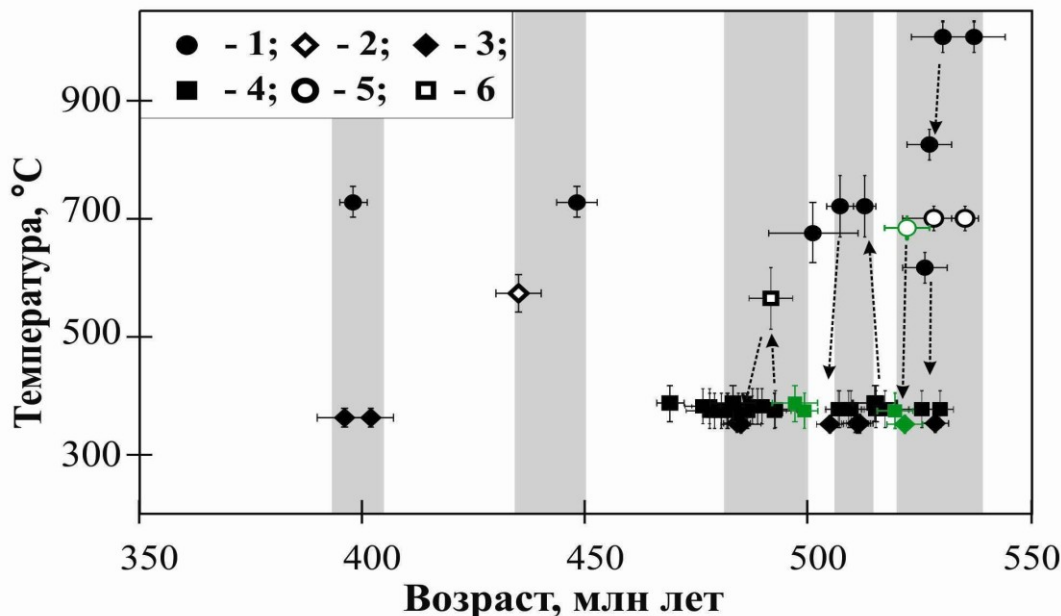
Геологическая схема Северо-Кочетавской тектонической зоны [Жимулев и др., 2010]. 1-4-геологические комплексы Кочетавского микроконтинента: 1-гнейсы фундамента Кочетавского микроконтинента, ранний протерозой, 2-милониты и бластомилониты по гнейсам протерозойского фундамента, 3- кварц-полевошпатовые порфиры, средний протерозой, 4- кварц-серпичитовые сланцы, метапесчаники, доломиты Кочетавского микроконтинента, илектинская серия, поздний протерозой; 5-9- породы Кочетавского метаморфического пояса: 5- гнейсы с будинами эклогитов, 6- гранат-кварцевые 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- зеленосланцевые базальтовые порфириды, 12- валунные конгломераты с включениями глыб, 13- агломераты андезитового состава, 14- аргиллиты, алевролиты, песчаники (флишевые отложения); 15- аригская олистострома, 16-17- нижне-среднеордовикские образования Степнянского 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- шунчинский офиолитовый пояс (докембрий): 25-базальтовые порфириды, 26- габро, 27- серпентиниты; 28- палеозойские (O₃, S, D1) граниты, 29- элементы залегания слоистости (A), и слоистости (B), 30- геологические границы между разновозрастными подразделениями (A) и между телами разного состава внутри этих подразделений (B), 31- прослеживаемые на местности маркирующие горизонты, 32- надвиги (A) и другие разрывные нарушения (B), 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. 5. На врезке справа внизу схема с основными тектоническими единицами. Цифрами обозначены 1- Кочетавский микроконтинент, 2-Северо-Кочетавская субдукционно-коллизонная зона, 3 - Степнянский прогиб. Литературные источники датировок приведены [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013].

Приложение 2.

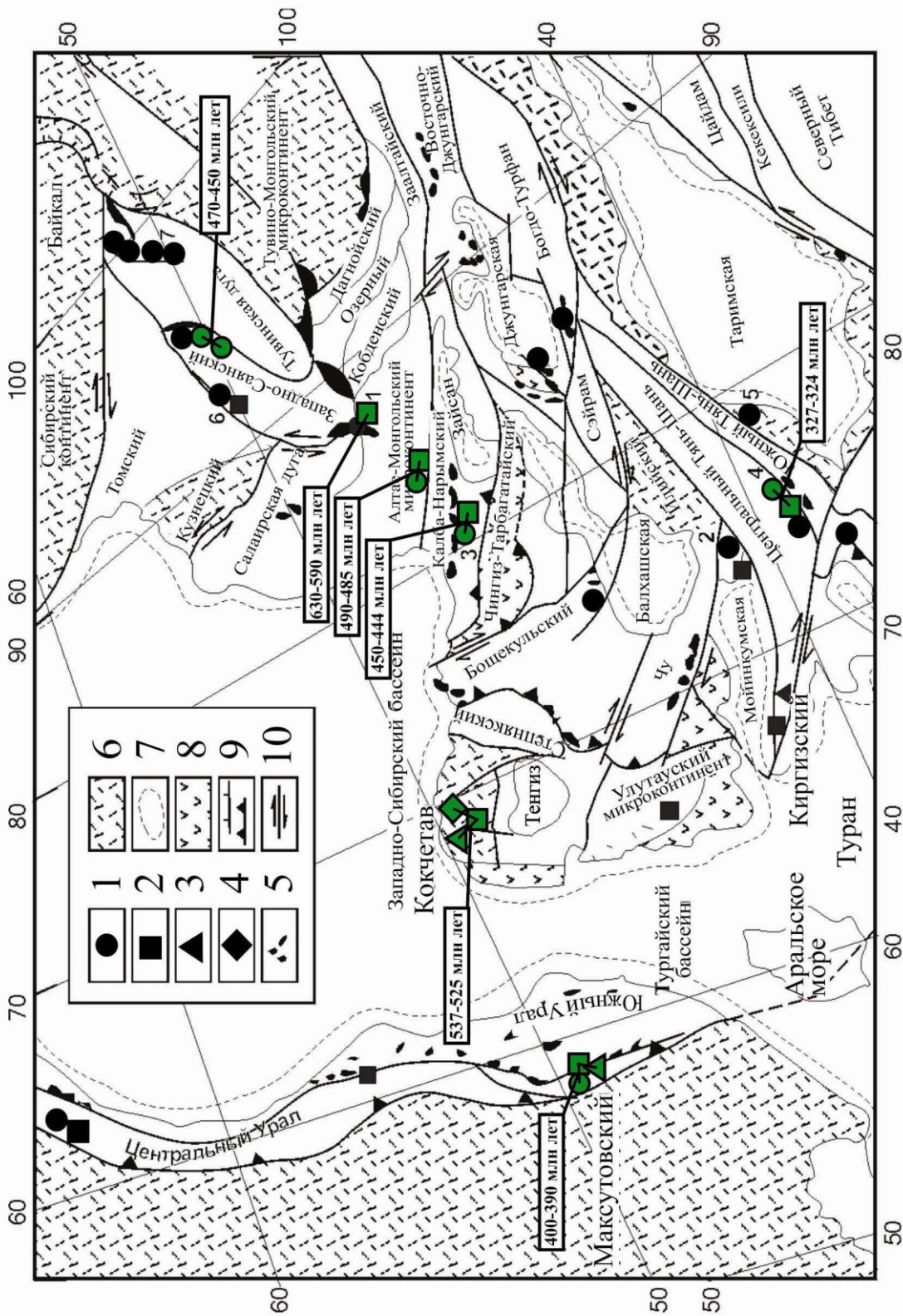


P-T эволюция метаморфических пород Северо-Кокчетавской тектонической зоны а) для террейнов Барчи, Кумдыколь на основе данных, сведенных в [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013; Корсаков и др., 2009], б) для террейнов Кулет, Сулу-Тюбе, Энбек-Берлык, аккреционной призмы на основе данных [Добрецов и др., 2005; 2006; Буслов и др., 2010]). Стрелками показана эволюция P-T условий во времени. Coe – коэсит, Ab – альбит, Qtz – кварц, Jd – жадеит.

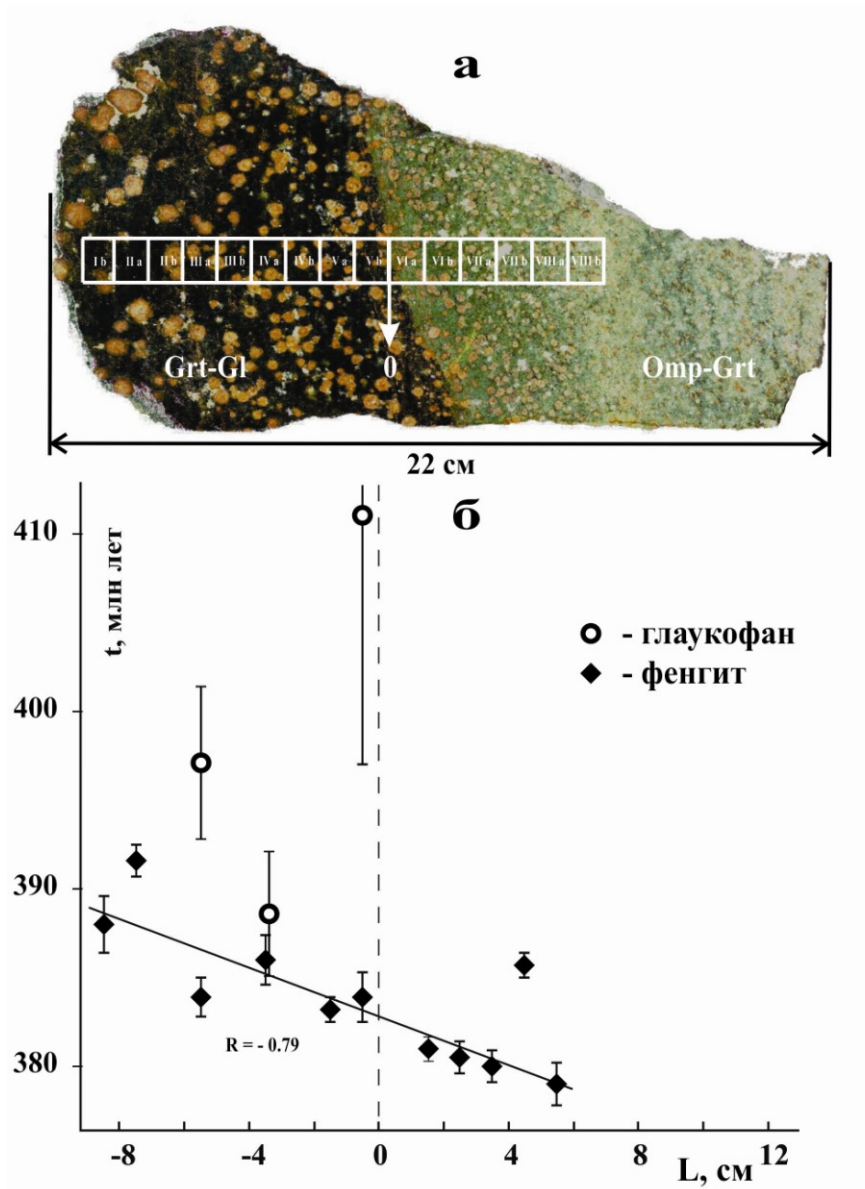
Приложение 3.



Термическая эволюция (возраст – температура) террейнов Кокчетавской субдукционно-коллизийной 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). Зеленым цветом выделены датировки участка Кулет.



Главные тектонические структуры Центральной Азии (Добрецов и др., 2006). Условные обозначения: 1 – глаукофановые сланцы; 2 – эклогиты;
 3 – коэзит; 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 –
 актозский, 3 – чарский, 4 – атбашинский, 5 – аксуйский, 6 – борусский, 7 – окинский. Зеленым цветом показаны комплексы, для которых
 проведено ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование в ИГМ СО РАН. Результаты изотопного датирования приведены по данным [Buslov et al., 2004; Волкова и др.,
 2005; 2006; 2008; 2009; 2011; 2014 Лепезин и др., 2006; Добрецов и др., 2005; 2006; Буслов и др., 2010; Schertl, Sobolev, 2013].



(а) Фото образца максютовского высокобарического комплекса (Южный Урал) со схемой отбора проб фенгитов (курсивом показаны образцы, для которых не определялся возраст). Grt-Gl – гранатовый глаукофанит, Omp-Grt – омфациит-гранатовая порода. (б) Зависимость измеренного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста фенгитов, глаукофанов от расстояния от контакта пород (L).

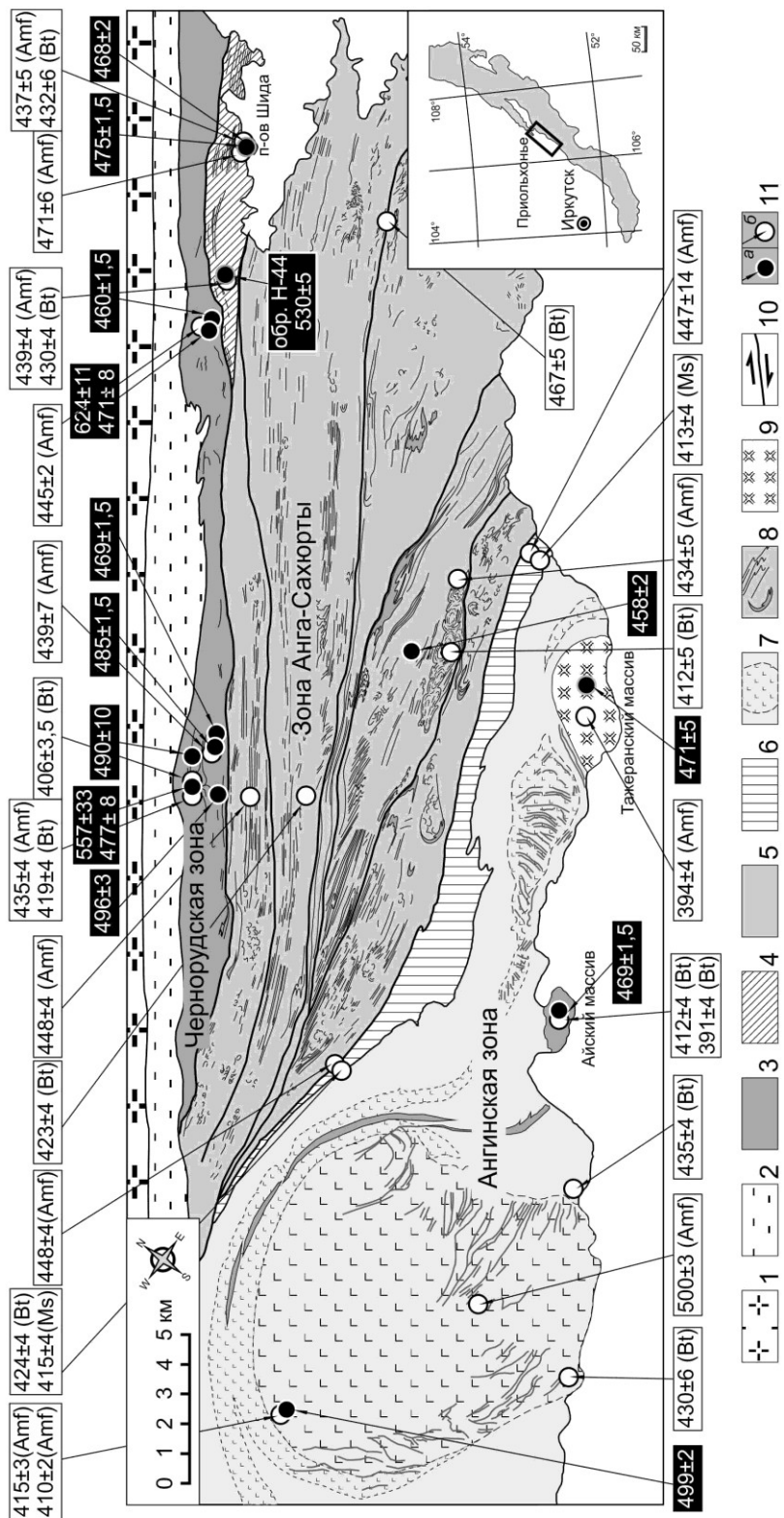


Схема тектонического районирования с вынесенными изотопно-геохимическими данными (U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) по метаморфическим и магматическим комплексам Ольхонского региона [Владимиров и др., 2011]. 1 – архей–раннепротерозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского кратона; 2 – blastomylonites Приморского 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, монцитов 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 свдиговые швы; 11 – точки отбора проб для геохронологических исследований: (а) – U-Pb изотопное датирование по циркону (Zrn-циркон), (б) – ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование. Результаты датирования приведены в млн. лет; для ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировок указан минерал-геохронометр (Amf – амфибол, Bt – биотит, Ms – мусковит). Результаты изотопного датирования показаны по данным (Бийкова и др., 1990; Летников и др., 2005; Fedorovsky et al., 2005; Gladkovich et al., 2008; Скляр и др., 2001; 2010; Травин и др., 2009; Волкова и др., 2008; 2010; Владимиров А.Г. и др., 2008; 2011; Гладкочук и др., 2010; Федоровский и др., 2010).

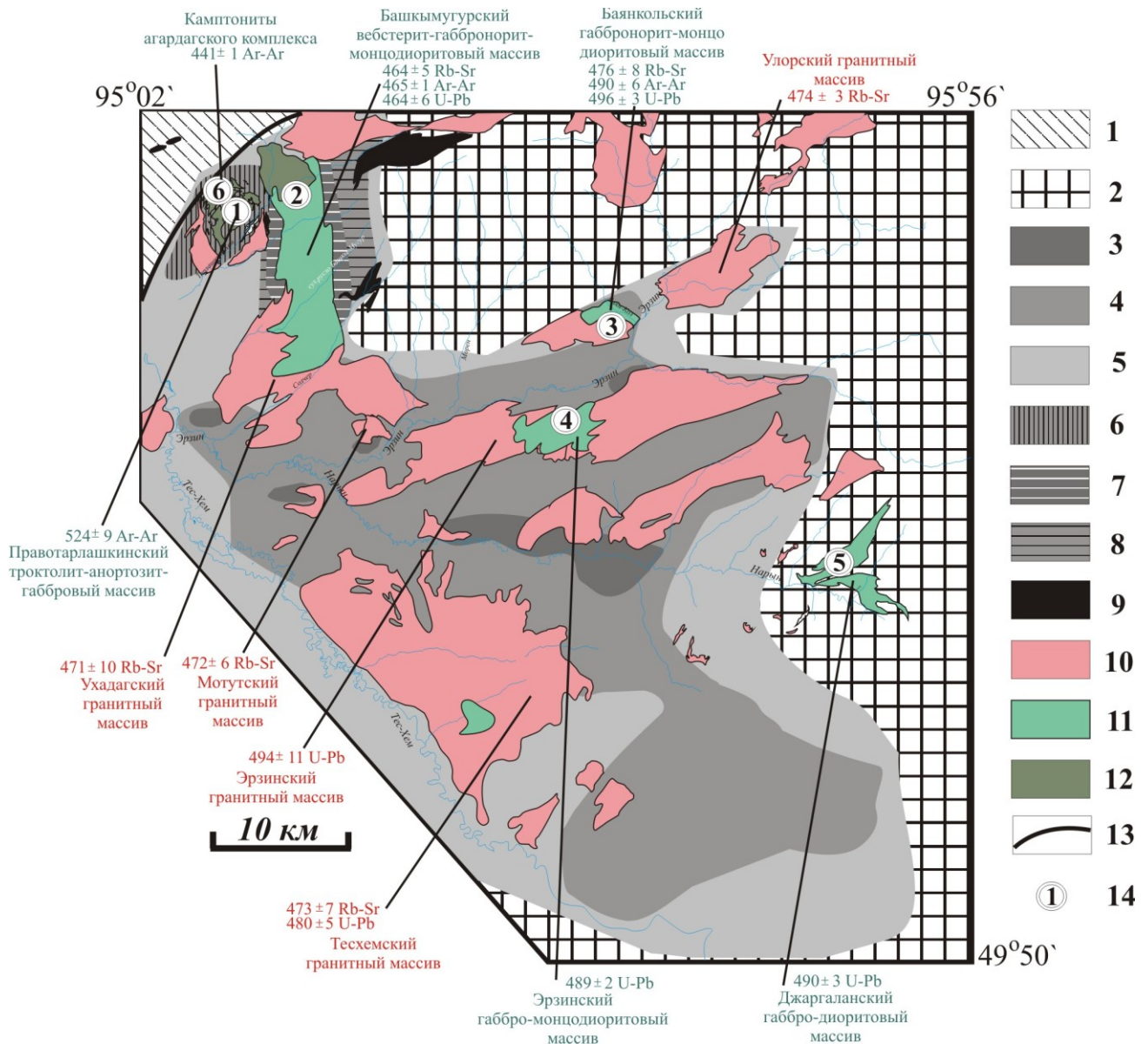


Схема размещения основных магматических и метаморфических образований Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува). Условные обозначения: 1 - метавулканы кузкунугского бассейна, 2 - ореол распространения барровианского (кианит-сланцевого) метаморфизма M1, перекрытый к востоку карбонатным чехлом сангиленской 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.

Амфибол ЕЗ-99, Право-Тарлашкинский массив



Амфибол ШЗ-00, Баянкольский массив



Биотит AG-344, Нижне-Улорский массив



Биотит Ш16-99, Башкымугурский массив



Амфибол 5-704, комбинированная дайка



Биотит 5-704, комбинированная дайка



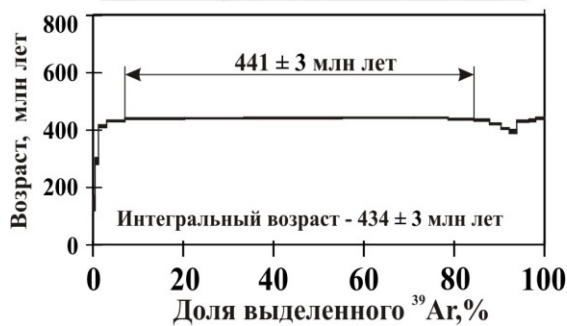
Амфибол А19-4, камптонитовая дайка 3Н



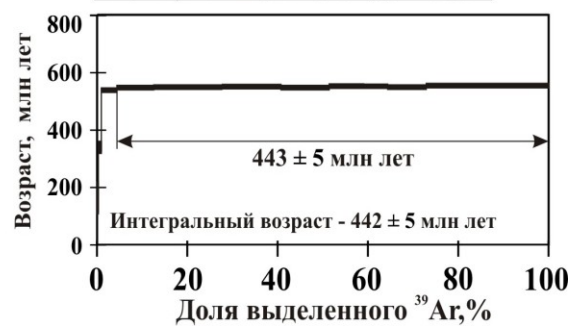
Амфибол, камптонитовая дайка 20Н



Биотит 2D, камптонитовая дайка 3Н

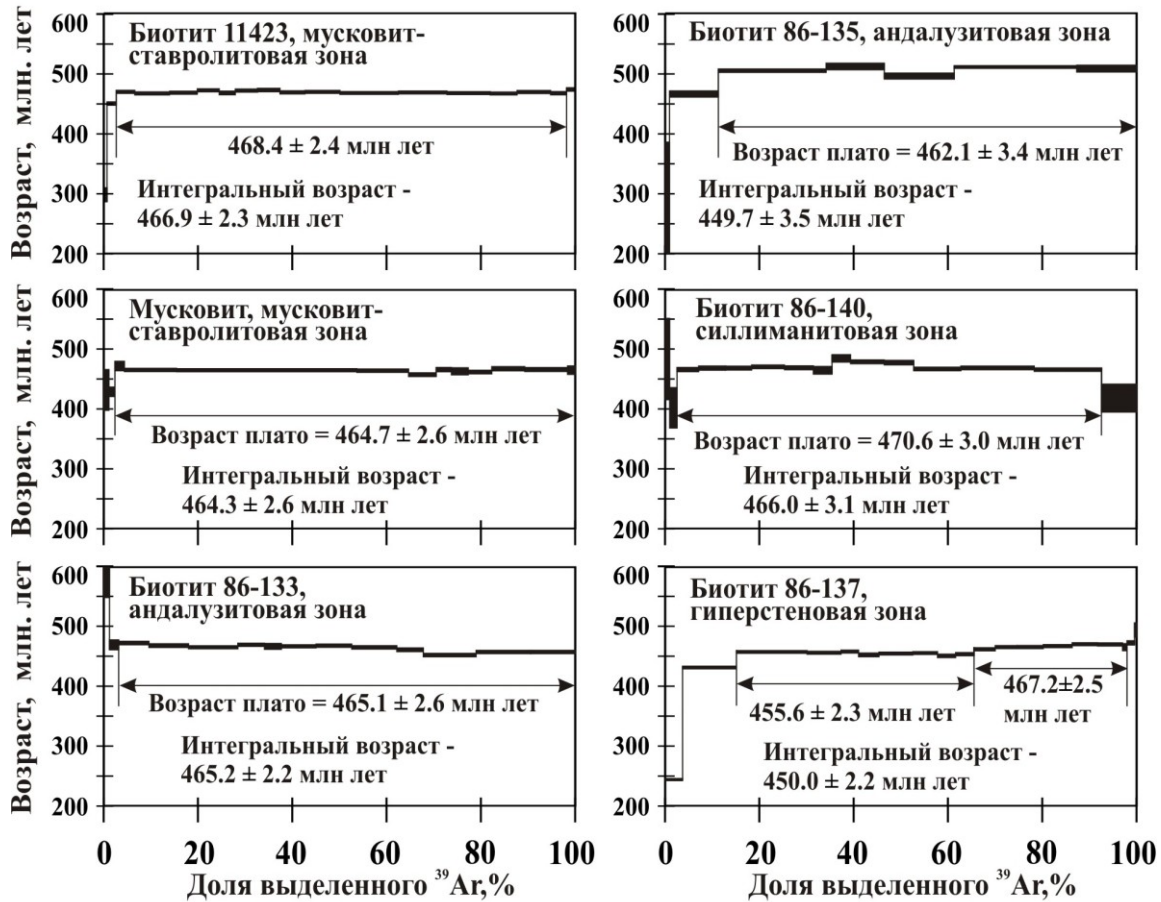


Биотит, камптонитовая дайка 30Н

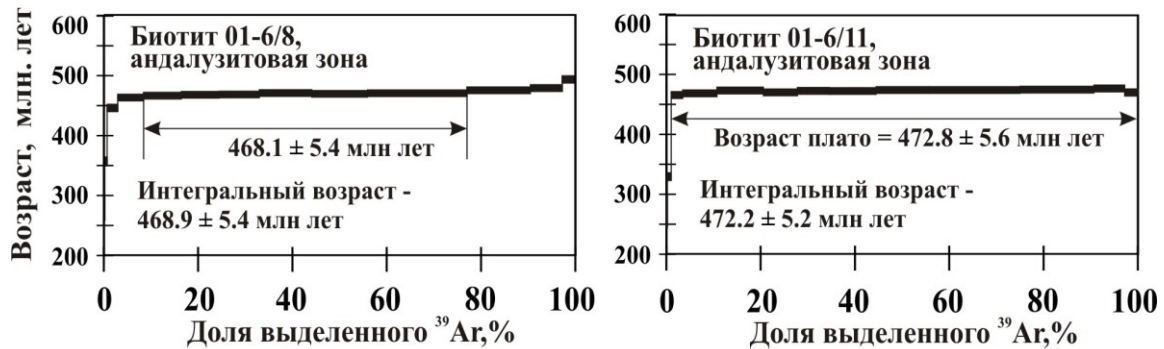


Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования магматических пород нагорья Сангилен. Приведены возрастные и Ca/K спектры для амфиболов, возрастные спектры – для слюд.

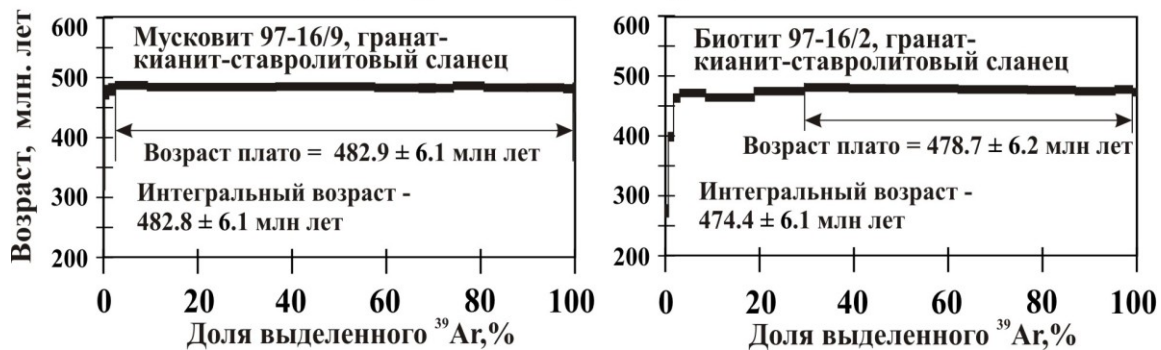
Тарлашкинхемский участок M1;M2 → M2



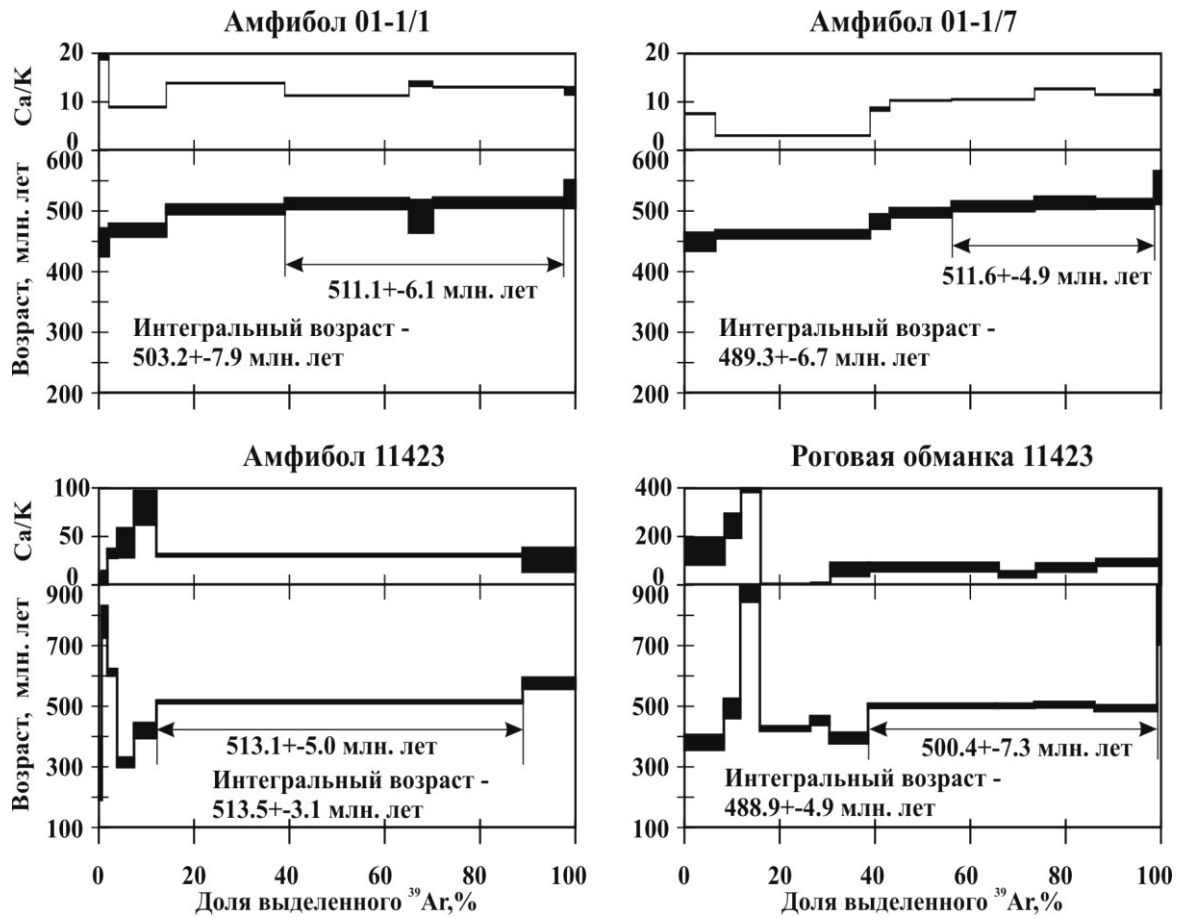
Контактный ореол Баян-кольского массива M1;M2



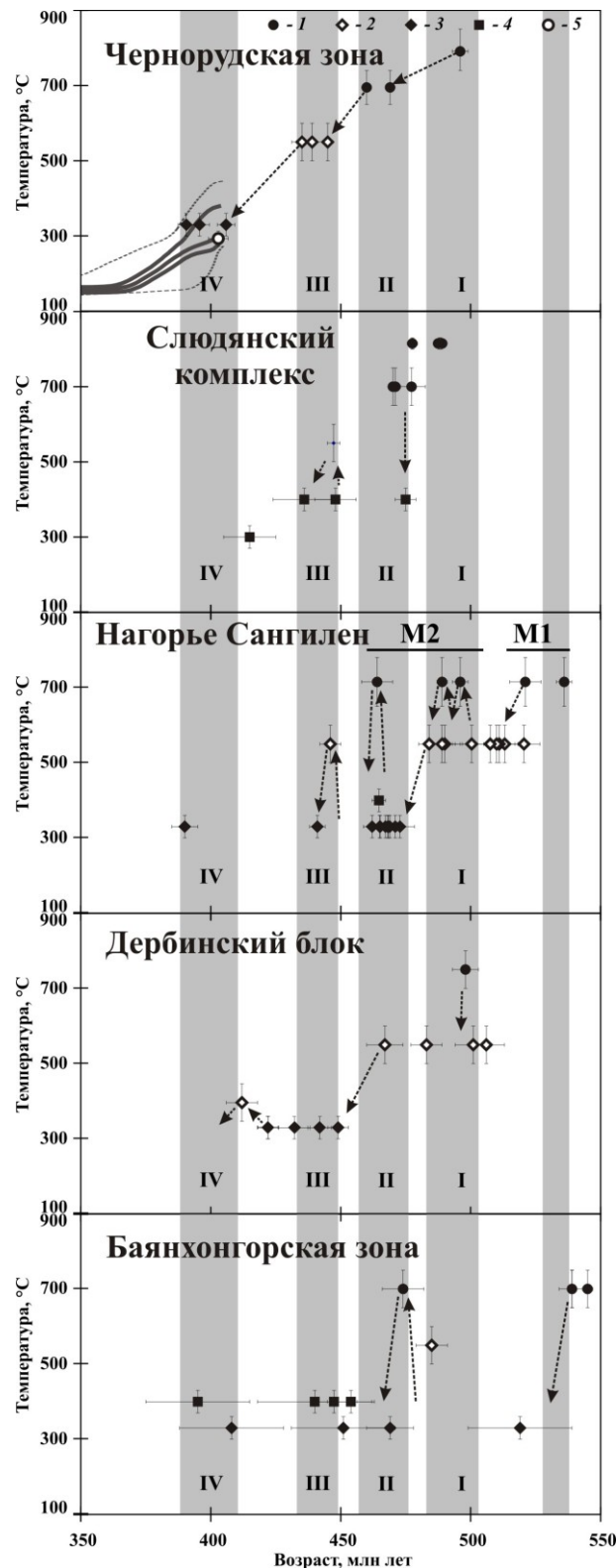
Верховье р. Морен M1



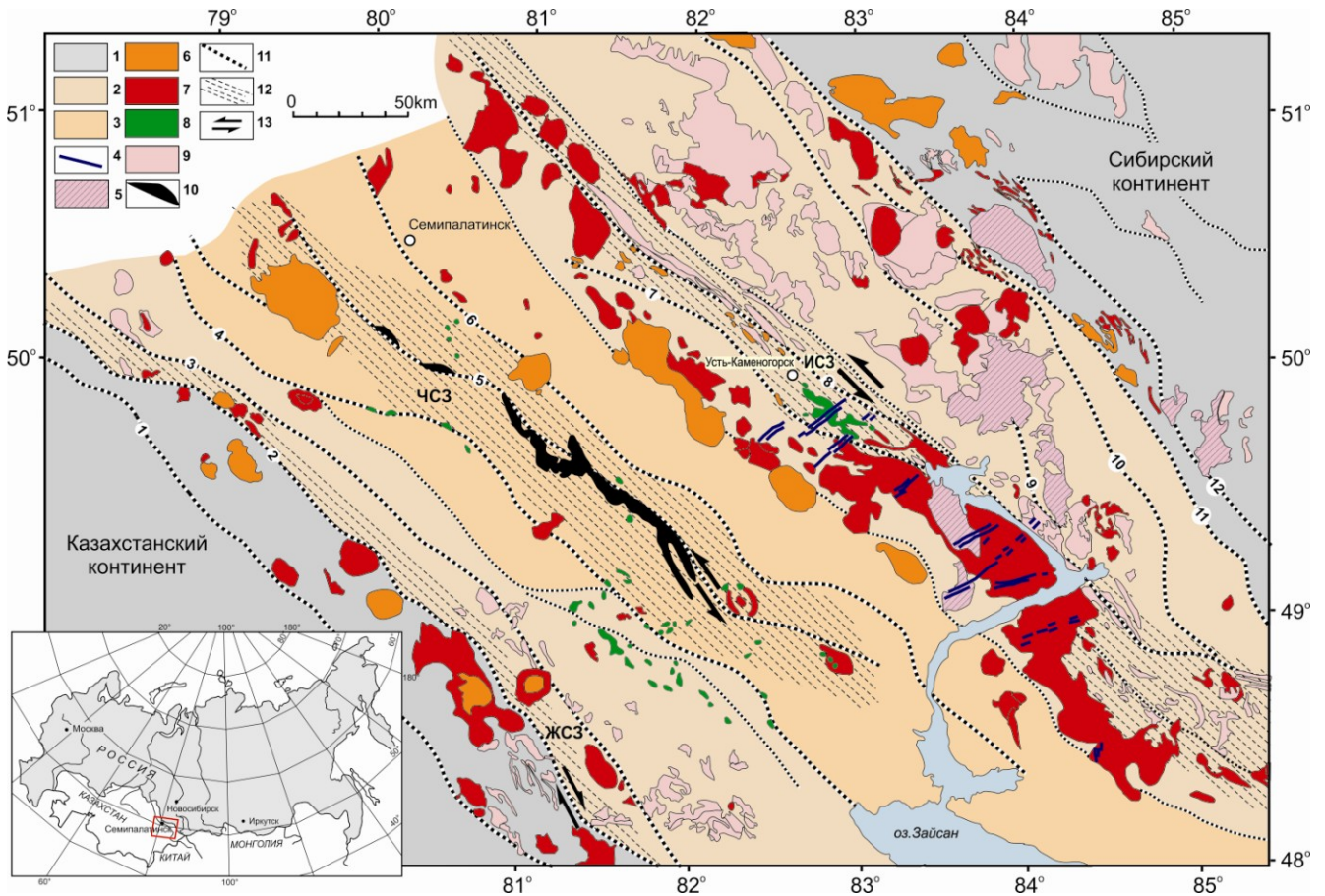
Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры слюд метаморфических пород мугурского зонального комплекса нагорья Сангилен (Республика Тыва).



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



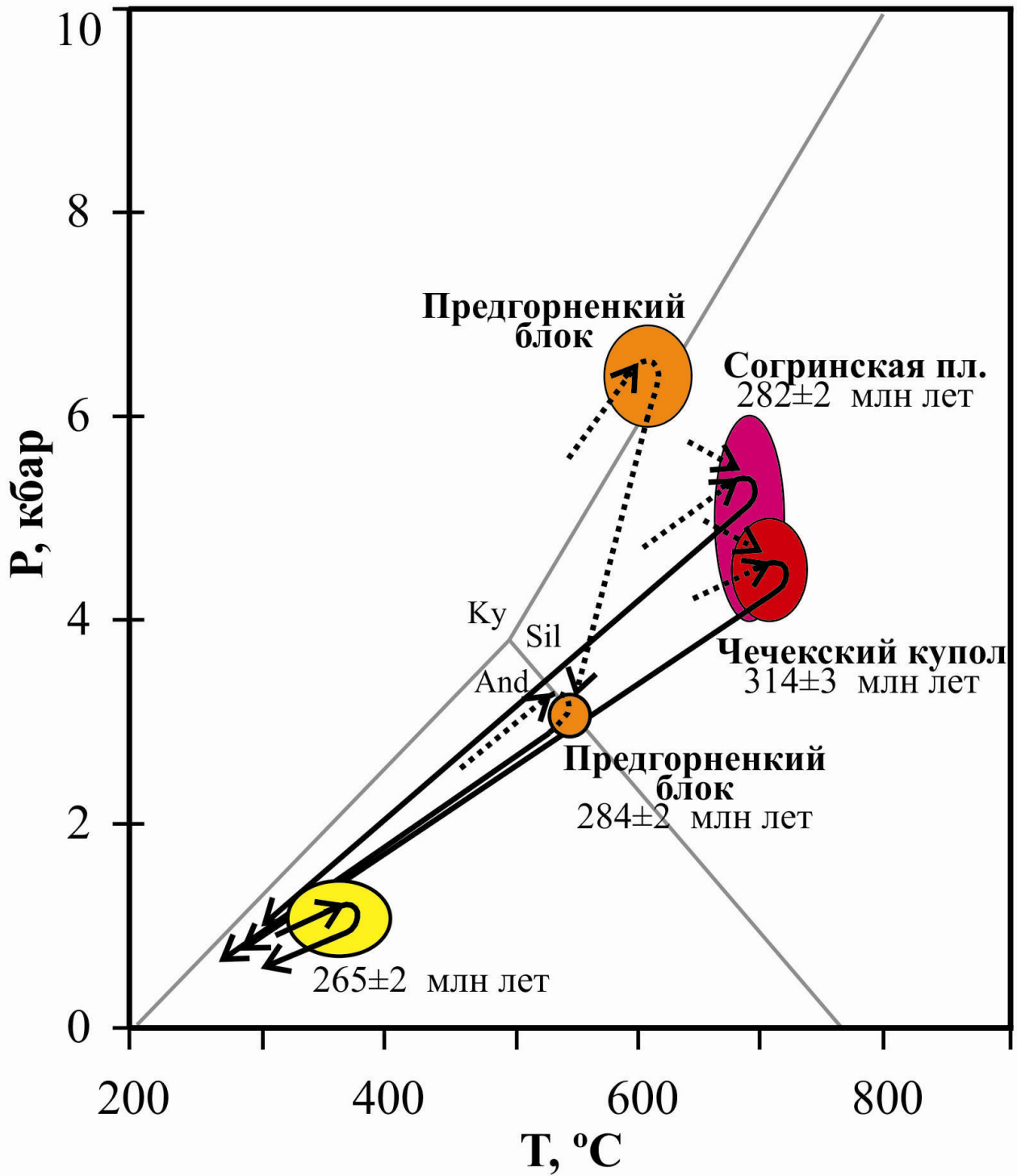
Сопоставление истории активных термических событий для ранне-палеозойских горноскладчатых сооружений Центральной Азии [Травин и др., 2009]. Условные обозначения: 1 – U/Pb датировки по цирконам; 2 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по амфиболам; 3 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (K/Ar – для 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.



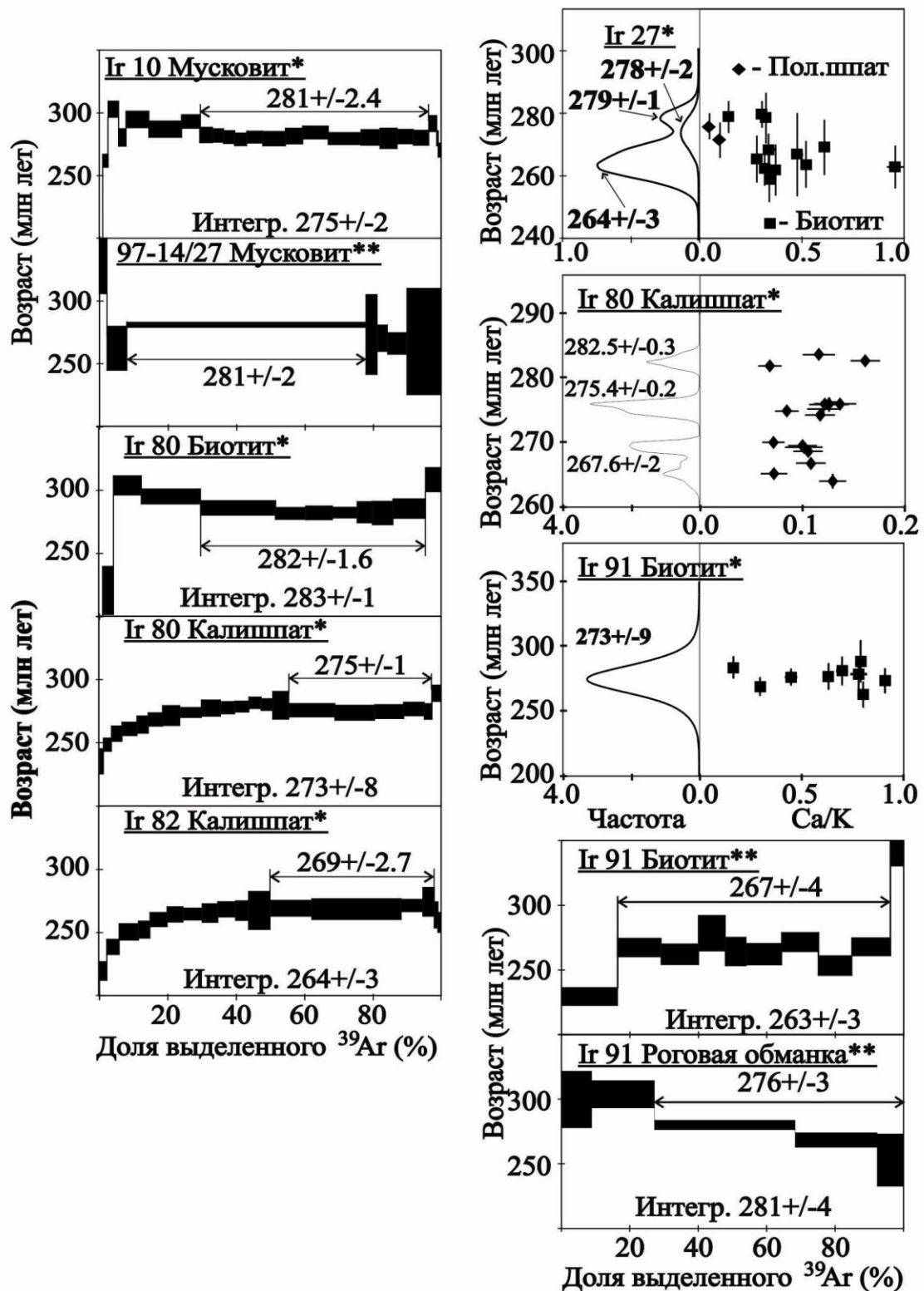
Структурная схема Зайсанской складчатой области – фрагмента Алтайской коллизионно-сдвиговой системы [Владимиров и др., 2008]. Условные обозначения: 1 – каледониды Сибирского и Казахстанского континентальных блоков, нерасчлененные; 2 – герцинские террейны Зайсанской складчатой области, отвечающие активным континентальным окраинам, нерасчлененные; 3 – Чарский палеоокеанический терреин; 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 – Бoko-Байгузинский, 5 – Чарский, 6 – Западно-Калбинский, 7 – Калба-Нарымский, 8 – Иртышский, 9 – Кедрово-Бутачихинский, 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.

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

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



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



Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования синтетонических минералов Иртышской сдвиговой зоны методом ступенчатого прогрева (возрастные спектры) и лазерной абляции (диаграммы зависимости возраста от Ca/K 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).

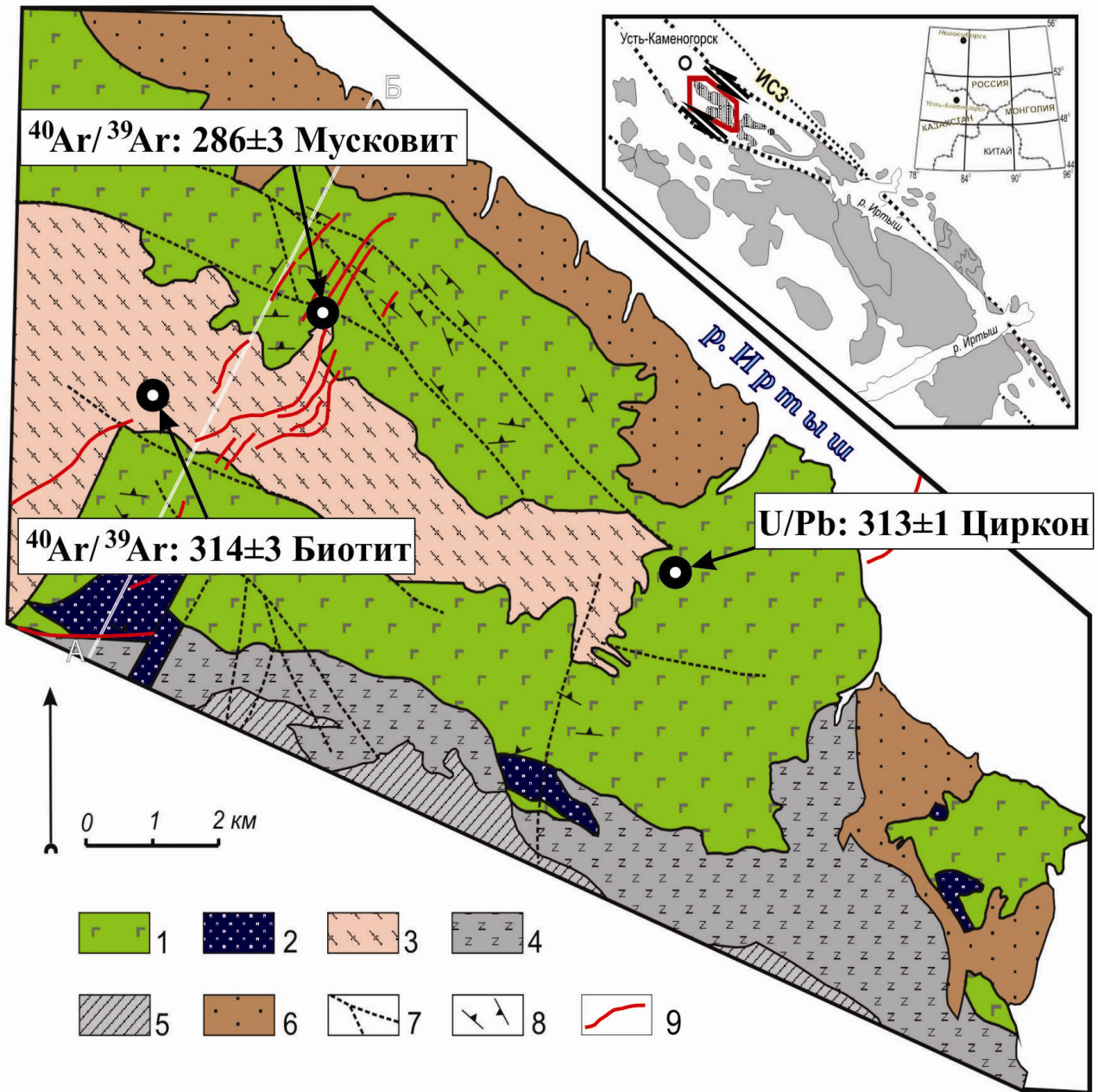


Схема геологического строения Суровского габброидного массива. по [Кривенко и др., 1992; Соколова, 2014; Хромых и др., 2014]. 1-2 - Суровский массив: 1 - породы дифференцированной троктолит-габбро-анортозитовой серии; 2 - перидотиты и пироксениты; 3 - биотитовые гнейсы, гнейсограниты, граниты и гранодиориты Чечекской купольной структуры (С1?); 4 - амфиболиты и метагабброиды вавилонского комплекса С1; 5 - алевролиты и сланцы такырской свиты D3-С1; 6 - алевролиты и песчаники кыставкурчумской свиты D2gv; 7 - разломы; 8 - элементы залегания магматической расслоенности и трахитоидности в габброидах. 9 – редкометалльные 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.

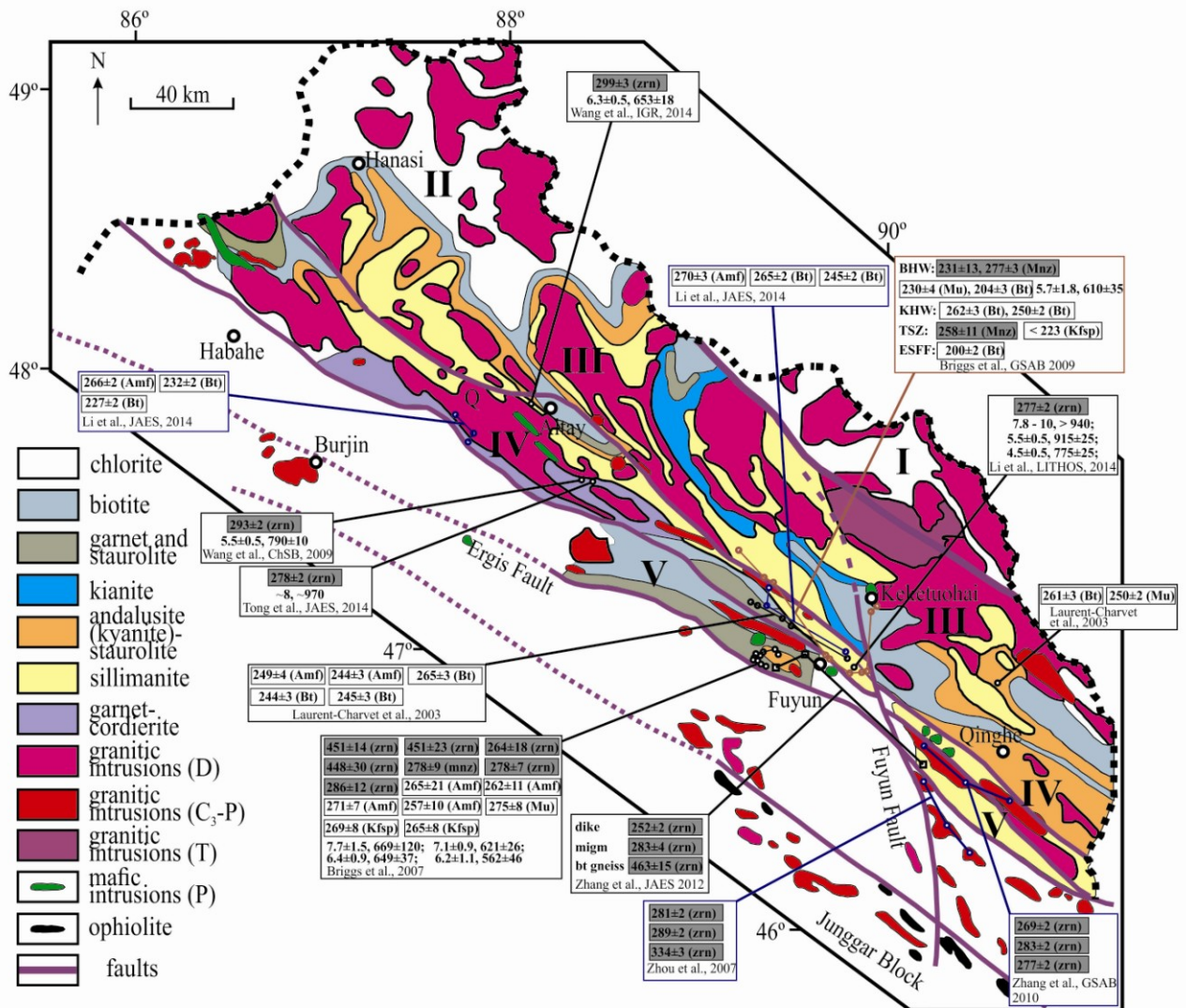
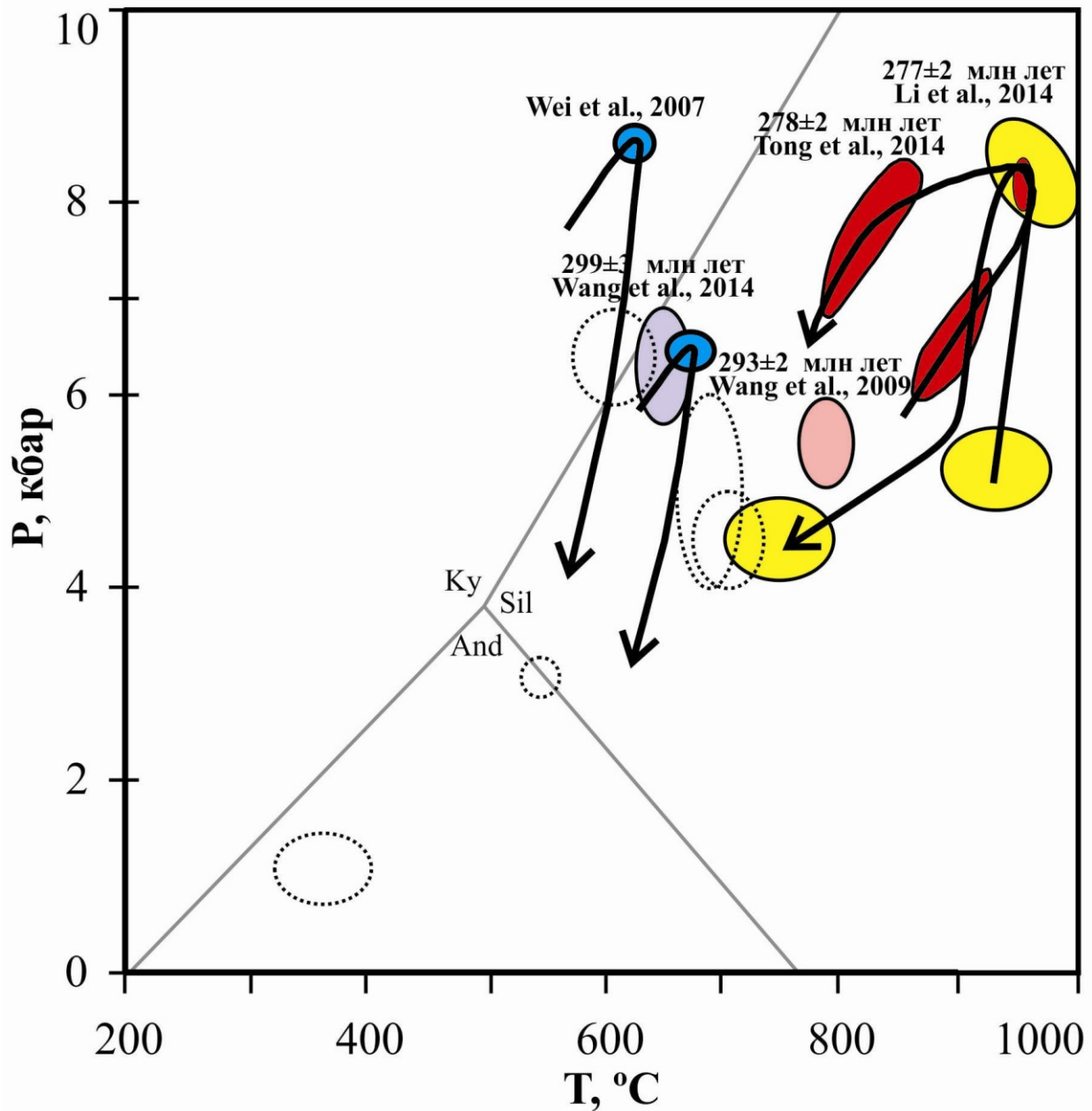


Схема распространения метаморфических зон, гранитоидных батолитов, габброидных массивов Китайского Алтая по [Zhang et al., 2004; Wang et al., 2006; Jiang et al., 2010; Кеда и др., 2011; Tong et al., 2014 и др.]. Приведена сводка датировок и оценок P-T параметров, в основном, для постколлизийного этапа [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 разделенные разломами тектонические единицы по [He et al., 1990; Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004; Wang et al., 2006; 2009].



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).