ГЕОТЕКТОНИКА, 2024, № 4, с. 60—79

УДК 551.24, 550.93

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА): СИНТЕЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТОВ Ar–Ar ДАТИРОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

© 2024 г. Е. В. Ветров[1, *], Н. И. Ветрова[1], Т. А. Бирюкова[1, 2], А. Р. Агатова[1], О. А. Гаврюшкина[1, 2], Д. Д. Булгакова[1, 2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, д. 3, просп. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия
[2]Новосибирский государственный университет, д. 1, ул. Пирогова, 630090 Новосибирск, Россия
*e-mail: vetrov@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 28.03.2024 г.
После доработки 23.06.2024 г.
Принята в печать 09.07.2024 г.

Тувинский рифтогенный прогиб, расположенный в северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП), сформирован в раннем девоне на позднепротерозойских (?)-раннепалеозойских террейнах в результате активности Алтае-Саянского мантийного плюма. Осадочная летопись от среднего палеозоя до среднего мезозоя, сохранившаяся в Тувинском прогибе, и среднепалеозойские магматические комплексы, приуроченные к структурам прогиба, отражают этапы эволюции земной коры в Тувинском сегменте, необходимые для понимания истории геологического развития ЦАОП. Датирование акцессорных и породообразующих минералов магматических пород с помощью методов низкотемпературной геохронологии позволяет получить дополнительную информацию о постмагматических процессах и тем самым актуализировать модель тектонической эволюции региона.

В настоящей работе выполнена реконструкция этапов тектонического развития Тувинского прогиба в северной части ЦАОП на основе анализа геологических данных и новых данных Ar–Ar датирования полевых шпатов из базитовых интрузий. В результате данного исследования уточнена хронология известных ранее этапов постмагматических процессов, проявленных в Тувинском прогибе, и выявлены новые этапы в связи с тектонической эволюцией ЦАОП. Ar–Ar датирование полевых шпатов, проведенное для восьми проб, показало четыре группы возрастов: (i) позднедевонские, (ii) среднекаменноугольные, (iii) раннепермские и (iv) раннеюрские. Позднедевонские (~377 и 375 млн лет) возрасты фиксируют импульс базитового магматизма, широко проявленного в северных сегментах ЦАОП (~380–365 млн лет). Среднекаменноугольные (~320 и 319 млн лет) даты могут быть связаны с закрытием Обь-Зайсанской ветви Палео-Азиатского океана в результате Казахстанско-Сибирской коллизии. Раннепермские (~290–279 млн лет) возрасты согласуются с временем формирования позднекаменноугольных-раннепермских (~305–275 млн лет) крупных изверженных провинций в связи с рифтогенными процессами в северных сегментах ЦАОП. И наконец, единственная раннеюрская (~188 млн лет) датировка маркирует тектоническую перестройку ЦАОП в позднетриасовое-раннеюрское время в ответ на закрытие океана Палеотетис с последующей коллизией Киммерийских блоков и южной окраины Евразийского континента и/или активность Монгольского мантийного плюма.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский орогенный пояс, Тувинский прогиб, тектонические этапы, Ar–Ar датирование, базитовые интрузии, девонский период, каменноугольный период, юрский период

DOI: 10.31857/S0016853X24040045, **EDN:** EQYQNU

ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский орогенный пояс (ЦАОП), окруженный Восточно-Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратонами, сформирован в результате многочисленных субдукционно-коллизионных процессов в ходе длительной эволюции и закрытия Палео-Азиатского океана, а также дальнейшего преобразования континентальной коры [17, 19, 43, 63, 70, 72] (рис. 1, а).

В реконструкции истории развития ЦАОП важная роль отведена восстановлению хронологии

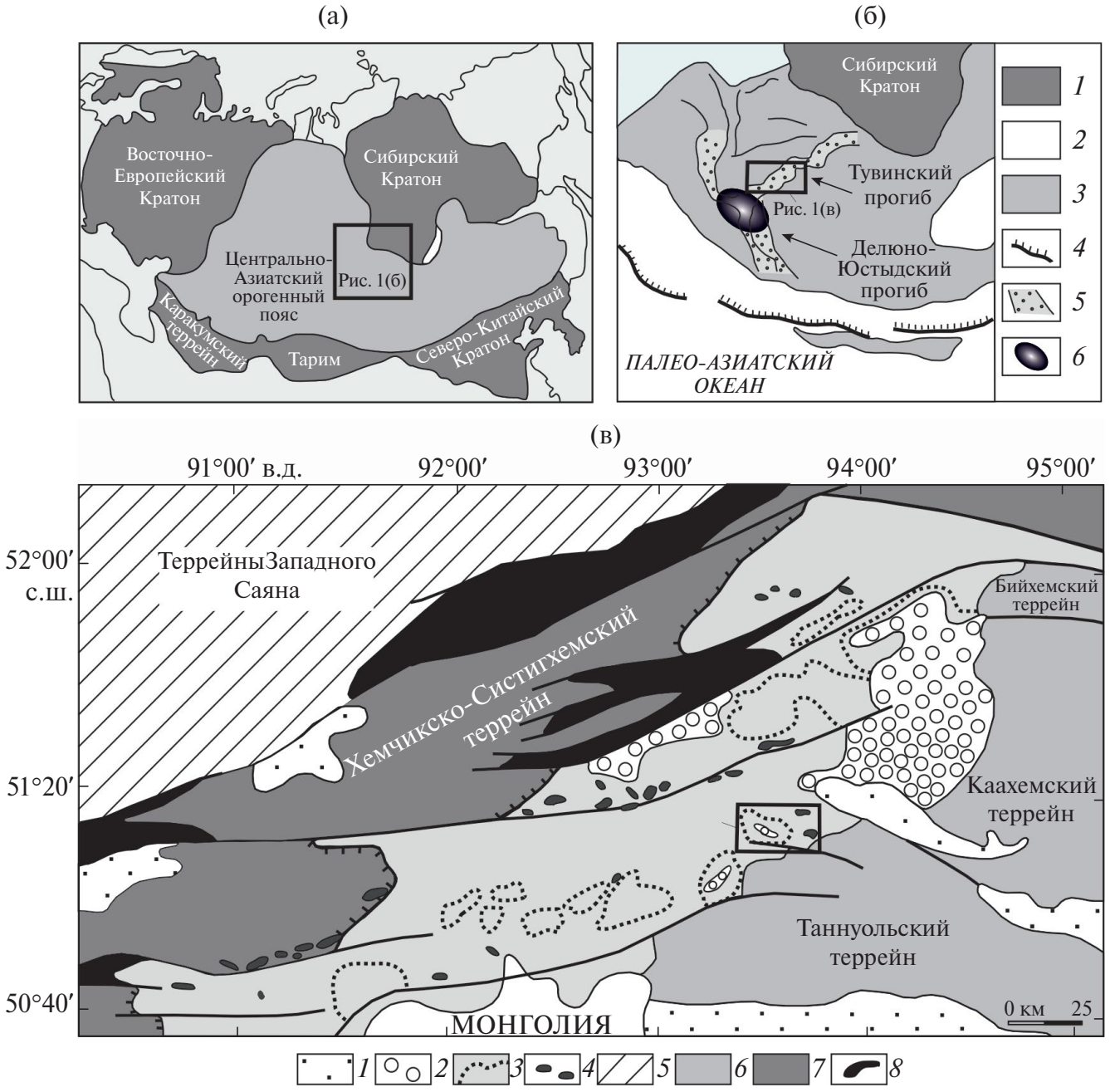


Рис. 1. Положение Тувинского прогиба в Центрально-Азиатском орогенном поясе (ЦАОП) (а), в строении Алтае-Саянской рифтовой системы (б), фрагмент упрощенной тектонической схемы Тувинского сегмента ЦАОП (в), (по данным [45]).

На (а): *1* – Сибирский кратон; *2* – Палео-Азиатский океан; *3* – позднепротерозойские (?)–раннепалеозойские островодужные и аккреционные террейны; *4–5* – зоны: *4* – субдукции, *5* – рифтогенеза; *6* – предполагаемая горячая точка.

На (в):

1 – кайнозойские отложения; *2* – мезозойские впадины;

3 – стратифицированные образования Тувинского прогиба (пунктиром показаны каменноугольные мульды); *4* – базитовые интрузии Тувинского прогиба; *5–7* – террейны: *5* – раннепалеозойские турбидитовые Западного Саяна, *6* – позднепротерозойские (?)–раннепалеозойские островодужные и аккреционные Восточной Тувы, *7* – раннепалеозойский Хемчикско-Систигхемский; *8* – офиолитовые комплексы

и природы тектонических процессов в различных его сегментах. В данной работе рассмотрен Тувинский сегмент ЦАОП, где окончательное закрытие одной из ветвей Палео-Азиатского океана произошло к позднему ордовику (~450 млн лет) [8, 35, 67].

В ходе закрытия Палео-Азиатского океана в Тувинском сегменте протерозойские и раннепалеозойские тектонические блоки различной геодинамической природы были аккретированы к Сибирскому кратону, и, начиная с силурийского времени, рассматриваются в качестве юго-западного складчатого обрамления Сибири. Палеомагнитные данные показали ордовик–каменноугольные широтные перемещения Тувинского сегмента ЦАОП в единой структуре с Сибирским кратоном [25–27].

Дальнейшее постколлизионное развитие Тувинского сегмента ЦАОП связано с полихронным внутриплитным магматизмом, широко развитым в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента [34, 41, 46, 47].

Объектом данного исследования является Тувинский рифтогенный прогиб, сформированный на позднепротерозойских (?)–раннепалеозойских террейнах (см. рис. 1, б). Прогиб содержит мощную осадочную последовательность (>10 км) от среднего палеозоя до среднего мезозоя, которая является ценным источником информации об этапах эволюции земной коры ЦАОП в Тувинском сегменте.

В последние десятилетия появилось множество научных работ, посвященных средне-позднепалеозойской и мезозойской стратиграфии, а также магматизму Тувинского прогиба, однако, часто этапы его тектонического развития рассмотрены с различной степенью детальности и в отрыве друг от друга [2, 5, 9, 20, 21, 28, 36, 38, 40, 68].

В нашем исследовании проведен обзор стратиграфии и магматизма, и выполнено Ar–Ar датирование полевых шпатов из базитовых интрузий (даек, штоков, силлов) центральной части Тувинского прогиба. Проведенное Ar–Ar датирование полевых шпатов позволило выявить крупноамплитудное растяжение кристаллического фундамента (момент их внедрения) и/или этапы постмагматических тектонических процессов. Целью настоящей статьи является выявление этапов тектонического развития Тувинского прогиба в северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса на основе новых данных Ar–Ar низкотемпературной геохронологии и анализа геологических данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Тувинский прогиб представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении крупный грабен шириной 50–80 км и протяженностью >500 км, осложненный субширотными разломами, образующими горсты [24] (см. рис. 1, в).

Отложения Тувинского прогиба находятся на позднепротерозойских (?)–раннепалеозойских Таннуольском, Каахемском, Бийхемском и других террейнах и представлены континентальными, преимущественно вулканогенными и терригенными, образованиями с возрастом от раннего девона до раннего мела (?).

К краевым частям Тувинского прогиба приурочены силурийские (или позднеордовикские–силурийские) отложения, формирующие брахисинклинальные ассиметричные складки, часто с пологими углами падения крыльев (10–25°). Ядерные части этих складок прорваны базитовыми интрузивными образованиями.

Девонские отложения слагают линейные ассиметричные синклинальные складки с углами падения крыльев от 30° до 45–55°.

Каменноугольные породы формируют брахиформные ассиметричные синклинальные складки, выстроенные в “цепочку” на протяжении всего Тувинского прогиба (см. рис. 1, в).

К осевым частям этих брахиформных складок приурочены мезозойские (юрские, до раннемеловых (?)) отложения. Типичным примером такой брахиформной складки является Онкажинская мульда в центральной части Тувинского прогиба (рис. 2).

Развитие структуры центральной части Тувинского прогиба контролировалось Убсунур-Бийхемской и Унгешской разломными зонами.

Эти разломные зоны сформированы в позднепротерозойское (?)–раннепалеозойское время в ходе субдукционных и аккреционно-коллизионных процессов в Тувинском сегменте Центрально-Азиасткого орогенного поляса (ЦАОП), и испытывали многочисленные эпизоды реактивации вплоть до кайнозоя [5, 7].

Убсунур-Бийхемский и Унгешский разломные зоны представляют собой сбросы или сбросо-сдвиги с крутым (∠70–80°) падением сместителей и амплитудой смещения до 2 км [12]. По мере пространственного удаления от этих разломных структур степень напряженности складок центральной части Тувинского прогиба уменьшается.

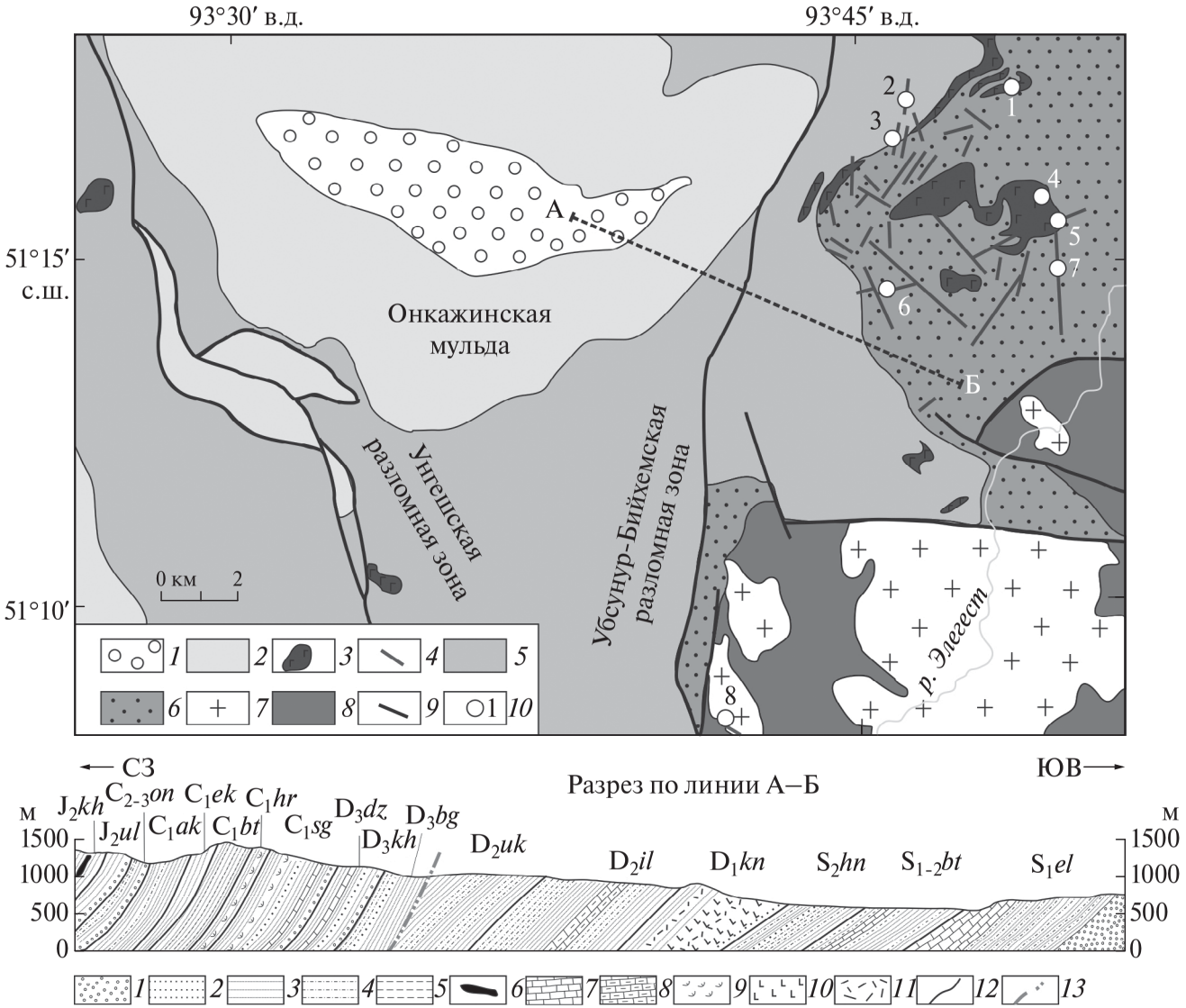


Рис. 2. Геологическая схема и разрез краевой части Тувинского прогиба с указанием мест отбора проб для Ar–Ar датирования полевых шпатов.

На схеме: *1* – юрские отложения; *2* – каменноугольные отложения; *3, 4* – базитовые интрузии (*3* – силлы, штоки; *4* – дайки); *5* – девонские отложения; *6* – силурийские отложения; *7* – кембрийские гранитоиды; *8* – кембрийские вулканогенные образования; *9* – разрывные нарушения; *10* – места отбора проб для Ar–Ar геохронологических исследований.

На разрезе: *1* – конгломераты; *2* – гравелиты; *3* – песчаники; *4* – алевролиты; *5* – аргиллиты; *6* – каменный уголь; *7* – известняки; *8* – мергели; *9* – туфы; *10* – базальты; *11* – риолиты; *12* – стратиграфический контакт; *13* – тектонический контакт

ЭТАПЫ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

В пределах Тувинского прогиба выделяются раннедевонский и позднедевонский–раннекаменноугольный (?) тектономагматические этапы, в ходе которых были сформированы вулканогенные толщи контрастной риолит-базальтовой ассоциации и разноглубинные интрузии [5, 38].

В раннем девоне в пределах Тувинского прогиба происходило внедрение роев даек и силлов базитового состава и формирование мощных (1.5–4 км) вулканогенных толщ в результате активного подъема расплавов в обстановке растяжения.

Вулканогенные толщи в центральной части Тувинского прогиба выделены в кендейскую свиту и сложены лавами и туфами базальтов, андезибазальтов, дацитами, риодацитами, риолитами и их туфами с маломощными линзами и прослоями синхронных осадочных пород.

Продукты раннедевонского (~397 млн лет) магматизма Тувинского прогиба имеют много общего с ранне-среднедевонскими (407–392 млн лет) магматическими образованиями Минусинского, Канского, Агульского и других грабенов в северной части ЦАОП и рассматриваются в составе Алтае-Саянской крупной изверженной провинции [9, 68].

Ранее предполагалось широкое развитие субщелочных гранитоидных комплексов ранне-среднедевонского возраста в краевых частях Тувинского прогиба, синхронных с вулканогенными образованиями. Однако современные геохронологические исследования показали их раннепалеозойский возраст – кембрийский или ордовикский [6, 16, 65].

Более поздний этап магматической активности в пределах Тувинского прогиба характеризуется внедрением интрузивных образований базитового состава в позднедевонское время (374 млн лет по [5]). Базитовые интрузии – дайки, штоки и силлы, образуют узлы интрузивных тел среди силурийских и девонских отложений, концентрирующиеся в местах пересечения разнонаправленных разломов.

Предполагается, что позднедевонский этап магматизма в пределах Тувинского прогиба развивался в обстановке растяжения литосферы в связи с активностью мантийного плюма, продолжающейся с раннего девона [5].

СТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Осадочная последовательность Тувинского прогиба, включая силурийские отложения, приуроченные к его краевым частям прогиба, изучена по руч. Онкажа левого притока р. Элегест (см. рис. 2).

В основании изученного разреза со структурным несогласием на породах раннего и среднего кембрия залегают красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты раннесилурийской элегестской свиты (рис. 3).

Выше по разрезу терригенные разности переслаиваются с карбонатными породами, которые содержат разнообразные фаунистические остатки (брахиоподы, кораллы, мшанки, криноидеи, конодонты, ихтиофауну и др.). На элегестской свите согласно залегает байтальская свита, сложенная переслаивающимися лиловыми и зеленовато-серыми тонко- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями известняков с остатками брахиопод *Isorthis markovskii* (Tchern.), *Tuvaella gigantea* Tchern., *Camarotoechia cumurtukensis* Tchern., табулят *Roemeria asiatica* Chekh. и мшанок *Heterotrypa enormis* Astr [32, 36]. Пестроцветные тонкослоистые отложения байтальской свиты сменяются красноцветными неясно слоистыми песчаниками позднесилурийской хондергейской свиты.

На силурийских отложениях несогласно, с базальными конгломератами, залегает вулканогенно-осадочная кендейская свита, сложенная лавами и туфами с маломощными прослоями осадочных пород (конгломератов, песчаников и алевролитов).

Выше по разрезу несогласно залегают образования среднедевонской илеморовской свиты, которая представлена сероцветными известковистыми алевролитами с филлоподами *Estheria pogrebovi* Lutk. и остатками флоры *Barrandeinopsis beliskovi* Krysht., песчаниками и темно-серыми глинистыми известняками с фрагментами рыб *Osteolepidae* [12].

На выветрелых поверхностях пластов песчаников и алевролитов отмечается тонкодисперсный пирит. Илеморовские отложения согласно перекрываются породами уюкской свиты, сложенной переслаивающимися лилово-серыми, желтовато-серыми, буровато-серыми полимиктовыми песчаниками, зеленовато-серыми, вишнево-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

Позднедевонские отложения, расчлененные на бегрединскую, кохайскую и джаргинскую свиты, представляют собой мощный континентальный

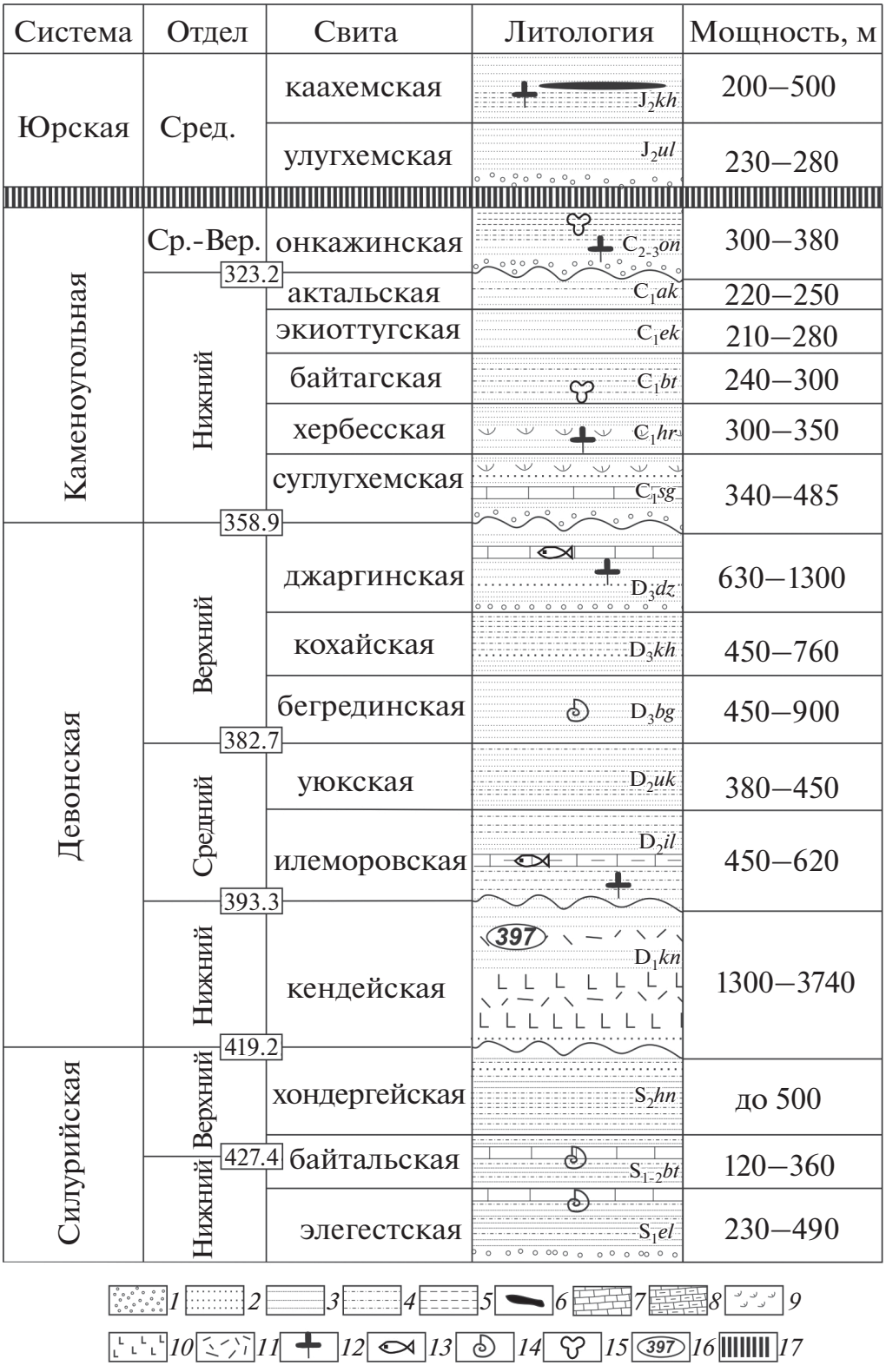


Рис. 3. Стратиграфическая колонка отложений Тувинского прогиба.

Абсолютный возраст (млн лет) границ отделов показан условно (по данным [50]).
1–11 – литология: *1* – конгломераты, *2* – гравелиты, *3* – песчаники, *4* – алевролиты, *5* – аргиллиты, *6* – каменный уголь, *7* – известняки, *8* – мергели, *9* – туфы, *10* – базальты, *11* – риолиты; *12–16* – ископаемые остатки: *12* – макрофлора, *13* – кости рыб, *14* – беспозвоночные, *15* – споры и пыльца, *16* – возраст (млн лет), определенный по U–Pb датированию циркона; *17* – денудированный разрез

терригенный комплекс, сформированный в условиях межгорных аллювиальных равнин (см. рис. 3).

Бегрединская свита сложена лиловыми песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, мергелей и известняков с остатками позднедевонских рыб (*Bothriolipis* sp. Obr., *Bothriolipis cellulosa* Pand.) [28].

В терригенных породах широко проявлена грубая косая слоистость, отмечены знаки ряби и трещины усыхания [13]. Выше по разрезу согласно залегает кохайская свита, представленная ритмично чередующимися пестроцветными гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми известняками и мергелями.

Джаргинская свита, согласно перекрывающая кохайскую, сложена песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, редкими линзами алевролитов и серых известняков. Среди отложений джаргинской свиты присутствуют обугленные и лимонитизированные остатки растительности с плохой сохранностью.

На породах джаргинской свиты с размывом, но без структурного несогласия, залегают раннекаменноугольные отложения. При этом юго-западнее Онкажинской мульды известно угловое несогласие между раннедевонскими и раннекаменноугольными образованиями, что может быть связано с тектоническими подвижками отдельных блоков во время осадконакопления [12].

Раннекаменноугольные отложения сформированы в течение пяти седиментационных циклов, каждый из которых начинается с накопления терригенных красноцветных грубозернистых толщ и заканчивается формированием сероцветных тонкозернистых часто известковистых отложений. Для каменноугольных осадков характерно широкое развитие пеплового пирокластического материала [14].

В основании каменноугольного разреза выделяется суглугхемская свита, сложенная однообразными известковистыми мелко- и среднезернистыми косослоистыми песчаниками, алевролитами и прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов, известняков и туффитов.

На суглугхемской свите согласно залегает хербесская свита, представленная песчаниками, алевролитами, туффитами с прослоями известняков и пепловых туфов. Тонкозернистые косо- и волнисто-слоистые алевролиты сохранили знаки ряби и трещины высыхания на плоскостях напластования, свидетельствуя об их накоплении в условиях озерных водоемов. В алевролитах также известны раннекаменноугольные растительные остатки *Lepidondropsis Theodori* (Zol.) Jougn. [12].

Выше по разрезу согласно залегает байтагская свита, сложенная переслаивающимися пестро окрашенными песчаниками и алевролитами с прослоями зелено-серых мергелей, туфов, туффитов и аргиллитов с растительными остатками разной степени сохранности. В породах этой свиты сохранились раннекаменноугольные споры *Zonotriletes anomalis* Waltz., *Azonotriletes lasins* Waltz [14].

Байтагская свита согласно перекрывается экиоттугской свитой, представленной красноцветными разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов и алевролитами. Считается, что формирование свиты происходило в условиях аридного климата в равнинных временных потоках и руслах рек [13].

Актальская свита согласно перекрывает экиоттугскую и объединяет серые, зеленовато-серые и темно-серые мелко- и среднезернистые песчаники с редкими прослоями зеленых, светло-серых алевролитов. Предполагается, что эти отложения формировались в озерно-аллювиальных условиях [13].

Выше по разрезу с размывом, без структурного несогласия залегает онкажинская свита, сложенная сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами, аргиллитами и углями.

В песчаниках и алевролитах онкажинской свиты известны средне-позднекаменноугольные растительные остатки *Noeggerathiopsis* ex. gr. *aequalis* (Coepp.) Zal., *Noeggerathiopsis theodori* Tshirk. et Zal., *Noeggerathiopsis* sp., *Angaridium* sp., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *A.* sp., *Paracalamites* sp., *Samaropsis* sp., *Angaridium* aff. *potaninii* (Schm.) Zal. и в углях свиты – спорово-пыльцевые комплексы *Zonotriletes psilopterus* Lub., *Zonotriletes radiotus* Lub., *Asonortiletes rectispinus* Lub., *Asonortiletes pyramidalis* Lub., *Zonoletes rotafus* Lub., *Zonoletes sarcostemmus* Luber., *Zonoletes virus* Sakova, *Zonoletes punctatus* Lub., *Azontrilete spilvigeriss* Lub., *Azonotriletes obtusosesotus* Lub., *Azonotriletes parvisfima* Lub. [12, 14]. Накопление осадков онкажинской свиты происходило в озерно-лимнических условиях.

Среднеюрские отложения (улугхемская и каахемская свиты), залегающие трансгрессивно со слабым структурным несогласием на различных стратиграфических уровнях средне-позднекаменноугольной онкажинской свиты, венчают разрез, изученный по руч. Онкажа.

Улугхемская свита представлена средне- и крупнозернистыми серыми песчаниками с прослоями конгломератов и алевролитов. В основании свиты повсеместно развиты мощные (до 130 м) базальные конгломераты.

Каахемская свита сложена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, углистыми аргиллитами с пластами каменного угля. Отложения свиты содержат остатки листовой флоры *Czekanowskia rigida* Heer., *Cladophlebis naiburnensis* (Lindl. et Hutt) Sew., *Baiera longifolia* Pam., *Podozamites* sp., *Carpolites* sp. среднеюрского возраста [13].

Для среднеюрских отложений предполагается обстановка осадконакопления в обширных болотах и заболоченных озерах.

Наиболее представительный разрез мезозойских отложений сохранился в Улугхемской впадине, обзор которого выполнен ранее [7].

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

$^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование полевых шпатов

Ar–Ar датирование полевых шпатов представляет собой низкотемпературный метод геохронологии, который позволяет определить постмагматическую историю кристаллических пород. Если Ar–Ar возраст, полученный по полевым шпатам, близок к возрасту, полученному по высокотемпературному геохронометру (например, U–Pb изотопной системе циркона или бадделеита), то в таком случае полученное значение возраста соответствует времени кристаллизации анализируемого минерала.

В случае, когда Ar-Ar возраст полевых шпатов из магматических комплексов значительно моложе возраста формирования исследуемых пород, эти возрасты указывают на процессы повторного нагревания до температур закрытия Ar–Ar изотопной системы и выше.

На температуру закрытия Ar–Ar изотопной системы влияет размер кристалла, его химический состав и кристаллическая структура [57]. Температура закрытия Ar–Ar изотопной системы оценивается:

– плагиоклаза в 225–300°C [49];
– микроклина – 125–185°C;
– ортоклаза – ~315°C [60].

В данной работе классификация кристаллов калиевого полевого шпата не всегда очевидна, поэтому для данного минерала мы принимаем температуру закрытия Ar–Ar изотопной системы в широком интервале между 125 и 315°C [59].

Таким образом, полевые шпаты способны сохранить информацию о постмагматических процессах, а метод Ar–Ar датирования является уникальным инструментом, способным извлечь эту информацию.

Для данного исследования взято восемь проб из девонских базитовых интрузий (силлов, штоков, даек) Тувинского прогиба (табл. 1).

Базитовые интрузии прорывают преимущественно силурийские и раннедевонские отложения, встречающиеся среди раннепалеозойских гранитоидов (см. рис. 2).

Таблица 1. Характеристика проанализированных проб и результаты Ar–Ar датирования полевых шпатов из базитовых интрузий Тувинского прогиба

№	Проба (номер)	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Литология	Минерал	Ar–Ar возраст (млн лет)
1	4	51°17'35"	93°48'49"	долерит	плагиоклаз	319.8±5.8
2	2041-3	51°17'12"	93°46'29"	долерит	плагиоклаз	290.0±5.6
3	2043-1	51°17'31"	93°46'10"	долерит	плагиоклаз	279.0±4.1
4	57-1	51°16'09"	93°49'48"	габбро-диорит	калиевый полевой шпат	187.9±4.0
5	8	51°15'32"	93°49'59"	долерит	плагиоклаз	375.0±3.6
6	905	51°14'39"	93°45'29"	долерит	плагиоклаз	318.7±6.1
7	7	51°14'55"	93°49'47"	габбро-диорит	калиевый полевой шпат	281.1±4.4
8	921-8	51°08'08"	93°41'59"	долерит	плагиоклаз	377.1±4.8

Примечание. Погрешность измерений соответствуют интервалу ±1σ.

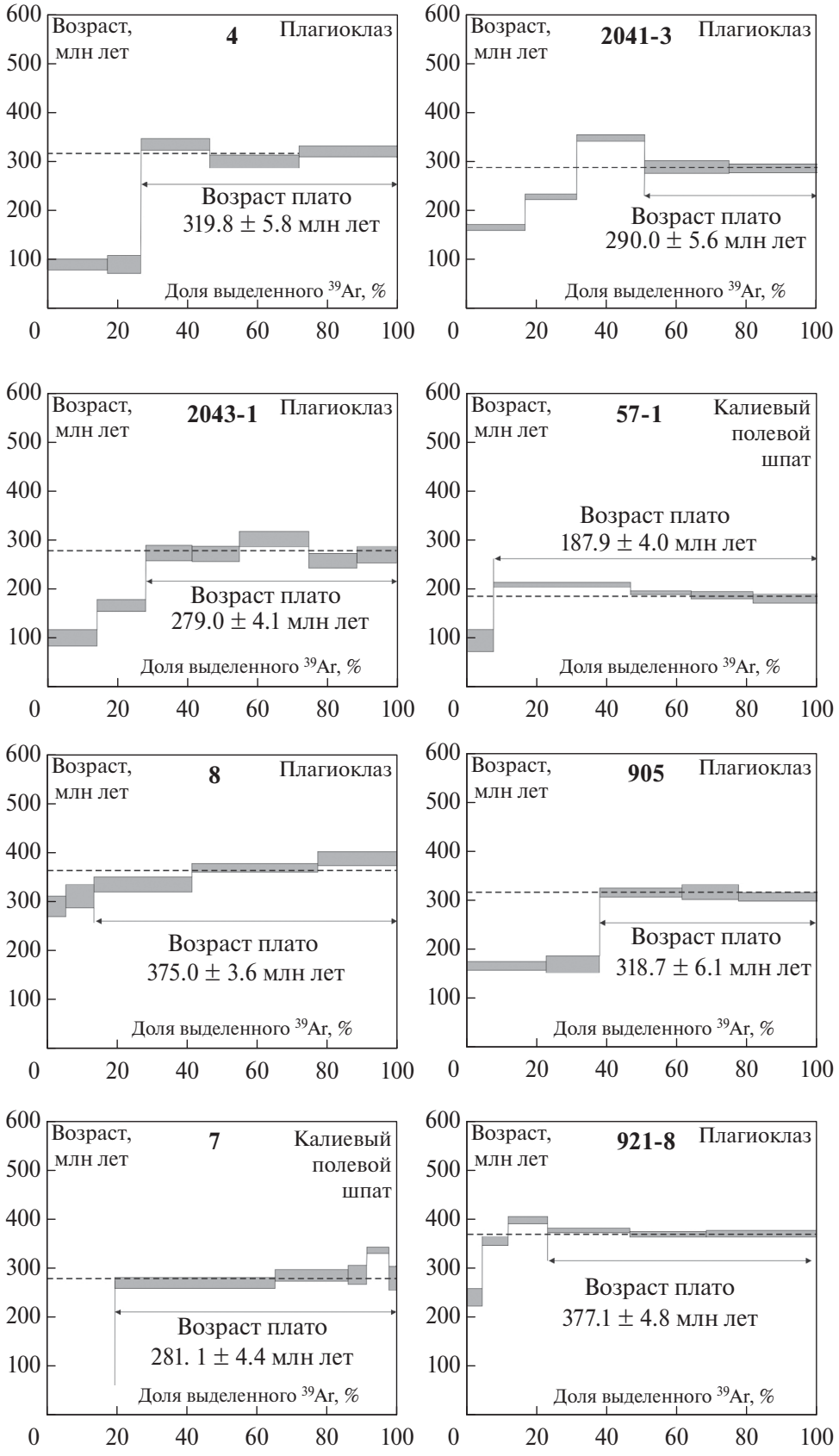


Рис. 4. Возрастные 40Ar/39Ar-спектры для полевых шпатов из базитовых интрузий Тувинского прогиба. Обозначены (арабские цифры жирным) номера проб.

Породы представлены хорошо раскристаллизованными габбро-диоритами и долеритами темно-зеленого (до черного) цвета, сложены плагиоклазом и титанистым авгитом, характеризуются порфировой структурой. Петрографические особенности и детальные геохимические характеристики этих пород приведены ранее [5].

Для аналитических работ использованы наиболее "свежие" пробы, без вторичных изменений полевых шпатов и структур распада и/или замещения. Контроль степени изменения породообразующих минералов вторичными процессами проводился с использованием оптической микроскопии.

Ar–Ar датирование полевых шпатов выполнено методом ступенчатого прогрева в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск, Россия).

Монофракции полевых шпатов для Ar–Ar геохронологических исследований выделялись с использованием стандартных методик, включающих магнитную и плотностную сепарацию, отбор минералов вручную под бинокуляром. Затем эти мономинеральные фракции были завернуты в алюминиевую фольгу и после откачки из нее воздуха запаивались в кварцевую ампулу. В качестве мониторов использовался стандарт – биотит MCA-11 с возрастом 313,8±9 млн лет, сертифицированный по стандартным международным образцам (биотиту LP-6 и мусковиту Bern 4m [48]).

Средний калибровочный возраст биотита MCA-11 в этих экспериментах определен как 311.0±1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами были облучены в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск, Россия). В ходе облучения температура ампул с образцами не превышала 100°C. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 с использованием многоколлекторного масс-спектрометра Argus (г. Новосибирск). Приведены результаты Ar–Ar геохронологических исследований (рис. 4, см. табл. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Всего проанализировано восемь проб базитовых интрузий Тувинского прогиба и полученные Ar–Ar возрасты полевых шпатов можно разделить на четыре группы:

– позднедевонские;
– среднекаменноугольные;
– раннепермские;
– раннеюрские.

Анализ проб

Для проб, взятых из даек, прорывающих силурийские терригенные отложения (проба № 8) и раннепалеозойские гранитоиды (проба № 921-8), получен позднедевонский возраст.

Проба № 8. В возрастном спектре плагиоклаза пробы № 8 установлено плато из трех ступеней, характеризующееся 92% выделенной кумулятивной фракцией (Ar*) и возрастом 375.0±3.6 млн лет (см. рис. 4).

Проба № 921-8. Плато из трех ступеней, характеризующееся 77% Ar* в возрастном спектре плагиоклаза пробы № 921-8 дает возраст 377.1±4.8 млн лет.

Ранее было показано, что долериты, взятые из дайки (проба № 8) относятся к субвулканической фации раннедевонской вулканической ассоциации бимодальной серии [5]. Поэтому полученный позднедевонский Ar–Ar возраст плагиоклаза следует интерпретировать как время закрытия изотопной системы в связи с постмагматическим событием.

Долериты (проба № 921-8) ранее были отнесены к позднедевонским базитовым интрузиям (торгалыкский комплекс), и полученный Ar–Ar возраст плагиоклаза 377.1±4.8 млн лет может отражать время их кристаллизации. Полученные Ar–Ar возрасты плагиоклаза ~380 и 375 млн лет указывают на позднедевонский этап тектономагматической активизации в пределах Тувинского прогиба.

Проба № 4. Среднекаменноугольные Ar–Ar возрасты плагиоклаза получены для долеритов, отобранных из силла (проба № 4) и дайки (проба № 905), прорывающих силурийские терригенные породы.

Проба № 905. В возрастном спектре плагиоклаза пробы № 905 отмечено высокотемпературное плато из трех ступеней, характеризующееся 62% выделенного Ar* и дающее возраст 318.7±6.1 млн лет. Трехступенчатое плато плагиоклаза (73% Ar*) из пробы № 4 показало возраст 319.8±5.8 млн лет.

Проанализированные долериты были сформированы в раннедевонское время, поэтому полученные Ar–Ar возрасты плагиоклаза ~320 млн лет не могут быть интерпретированы как время кристаллизации этих пород, однако, они могут свидетельствовать о среднекаменноугольном постмагматическом событии.

Проба № 7. Для трех проб девонских интрузий – долеритов из даек (пробы № 2041-3,

№ 2043-1), прорывающих раннедевонские и силурийские породы, и габбро-диоритов (проба № 7), прорывающих силурийские терригенные отложения, получен раннепермский возраст.

Проба № 2043-1. В возрастном спектре плагиоклаза пробы № 2043-1 имеется плато из пяти ступеней, характеризующееся 72% Ar* и возрастом 279.0±4.1 млн лет. Плато из трех ступеней в возрастном спектре калиевого полевого шпата пробы 7 характеризуется 72% Ar* и отражает возраст 281.1±4.4 млн лет.

Проба № 2041-3. В возрастном спектре плагиоклаза пробы № 2041-3 отмечено высокотемпературное плато из двух ступеней, характеризующееся 49% выделенного Ar* и дающее возраст 290.0±5.6 млн лет. Полученный возрастной интервал ~290–280 млн лет соответствует времени закрытия Ar-Ar изотопной системы калиевых полевых шпатов и плагиоклаза и отражает раннепермское постмагматическое событие в пределах Тувинского прогиба.

Проба № 57-1. Единственная проба № 57-1 габбро-диоритов, взятая из силла, прорывающего силурийские отложения, показала раннеюрский Ar–Ar возраст калиевого полевого шпата.

В возрастном спектре отмечено высокотемпературное плато из четырех ступеней, характеризующееся 92% выделенного Ar* и дающее возраст 187.9±4.0 млн лет.

Предполагается, что данный силл был сформирован в раннедевонское время [5]. Полученный Ar–Ar возраст ~190 млн лет может маркировать раннеюрское постмагматическое событие, которое привело к перезаписи изотопной системы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами был проведен анализ полученных результатов Ar–Ar датирования полевых шпатов из базитовых интрузий в комплексе с осадочной летописью Тувинского прогиба, геохронологическими и другими геологическими данными в контексте тектонической эволюции северной части ЦАОП.

Проанализированные базитовые интрузии были сформированы в ранне- или позднедевонское время, маркируя крупноамплитудное вертикальное и горизонтальное растяжение кристаллического фундамента с последующим подъемом базитовых расплавов к поверхности [5].

Внедрение базитовых интрузий Тувинского прогиба контролировалось Унгешской и Убсунур-Бийхемской разломными (сбросовыми, сбросо-сдвиговыми) зонами. Эти разломные зоны сформированы в раннепалеозойское время и были многократно реактивированы на протяжении всего фанерозоя [7].

Результаты Ar–Ar датирования полевых шпатов позволяют реконструировать этапы реактивации данных разломных структур в позднем палеозое и мезозое.

Развитие Тувинского прогиба началось в раннем девоне в виде одной из ветвей Алтае-Саянской рифтовой системы [10, 15, 68]. До этого, в силурийское время, на данной территории существовал остаточный мелководный бассейн после окончательного закрытия Палео-Азиатского океана в Тувинском сегменте ЦАОП в среднем-позднем ордовике [67]. В это время формировались терригенные и терригенно-карбонатные осадочные последовательности (элегестская, байтальская и хондергейская свиты).

В позднесилурийское время началось сокращение площади этого остаточного бассейна, его замыкание и увеличение солености.

В раннем девоне Тувинский прогиб представлял рифтовую долину с мощными лавовыми излияниями. Вулканизм имел бимодальный характер, продукты вулканизма представлены лавами и туфами базальтов, андезибазальтов и риолитов с U–Pb возрастом циркона ~397 млн лет [5].

Базитовые интрузии, исследованные в данной работе, представляют собой субвулканическую фацию этого вулканического комплекса. Для аналогичных пород получен Ar–Ar возраст калиевых полевых шпатов ~407–399 млн лет [65]. Вероятно, внедрение раннедевонских базитовых интрузий привело к скарнированию силурийских терригенно-карбонатных пород, что создало благоприятные условия для формирования Ni-Co-As руд Хову-Аксинского гидротермального месторождения.

U–Pb датирование образцов граната из скарновых пород показало возраст ~399 млн лет [37]. Однако на территории Западной Монголии формируются следующие породы с U–Pb возрастом циркона [23]:

– пикродолериты ~406 млн лет;

– оливиновые долериты ~392 млн лет.

Приведенные датировки совпадают со временем формирования девонских вулканогенных комплексов Минусинского прогиба (~408 млн лет) [1]).

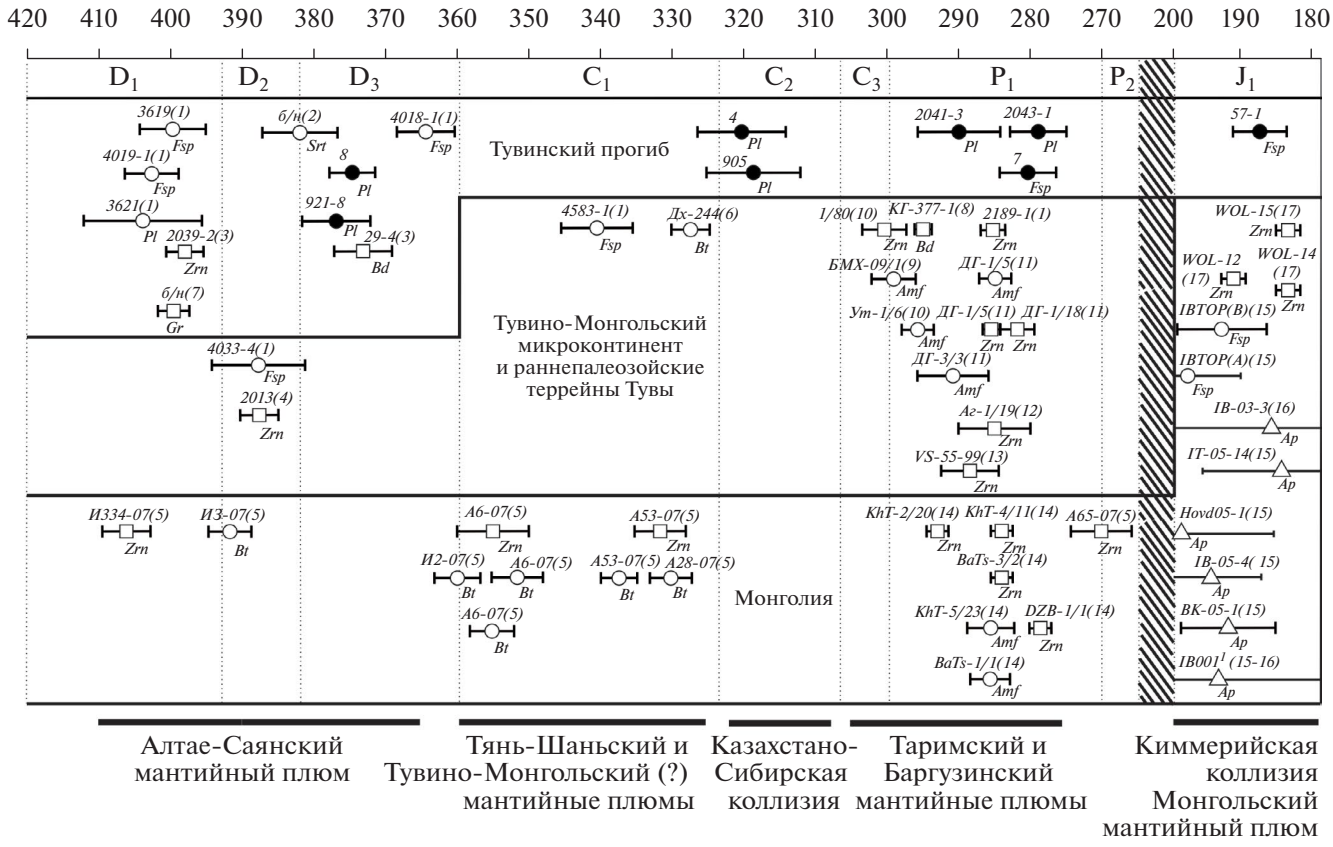


Рис. 5. Корреляция результатов U–Pb, Ar–Ar и трекового датирования магматических комплексов Тувинского прогиба и смежных территорий ЦАОП для тектонических событий (по данным [5, 11, 23, 33, 34, 37, 40, 41, 46, 47, 51, 55, 56, 64–66, 74].

Обозначено: U–Pb (квадраты) и Ar–Ar (круги) датирование; трековое датирование (треугольники).
Минералы, использованные для датирования: Zrn – циркон; Bd – бадделеит; Gr – гранат; Fsp – калиевый полевой шпат; Pl – плагиоклаз; Srt – серицит; Bt – биотит; Amf – амфибол; Ap – апатит

Предполагается, что раннедевонский бимодальный вулканизм Тувинского рифтогенного прогиба и пикритовый магматизм Западной Монголии связаны с поднятием глубинной астеносферы в результате активности мантийного плюма [30, 42, 45] (рис. 5).

Ранее другие исследователи [19, 52] связывали эту стадию магматической активизации непосредственно с зонами субдукции на окраине Сибирского кратона в результате крупных сдвиговых смещений на границах плит.

В конце раннего–начале среднего девона Тувинский прогиб представлял собой мелководный солоноватоводный бассейн, местами шли застойные явления, о чем свидетельствует тонко рассеянный на плоскостях напластования песчаников и алевролитов пирит. Дальнейшее развитие Тувинского прогиба происходило в режиме растяжения с опусканием территории и накоплением преимущественно терригенных и терригенно-карбонатных ассоциаций пород.

Сохранение режима растяжения в среднем девоне подтверждается (см. рис. 5):

– ~388 млн лет – Ar–Ar датировками калиевого полевого шпата из базитовых даек, расположенных в непосредственной близости от Тувинского прогиба [65];

– ~383 млн лет – Ar–Ar возрастом серицита из кобальтовых руд Хову-Аксинского месторождения [40];

– ~392 млн лет – Ar–Ar датировками биотита из габбро Западной Монголии [23];

– ~388 млн лет – U–Pb датировками циркона из гранитоидов А-типа, прорывающих магматические комплексы Таннуольского террейна [66].

В Тувинском прогибе в среднедевонское время формируются фации мелководного континентального бассейна, изолированного от моря

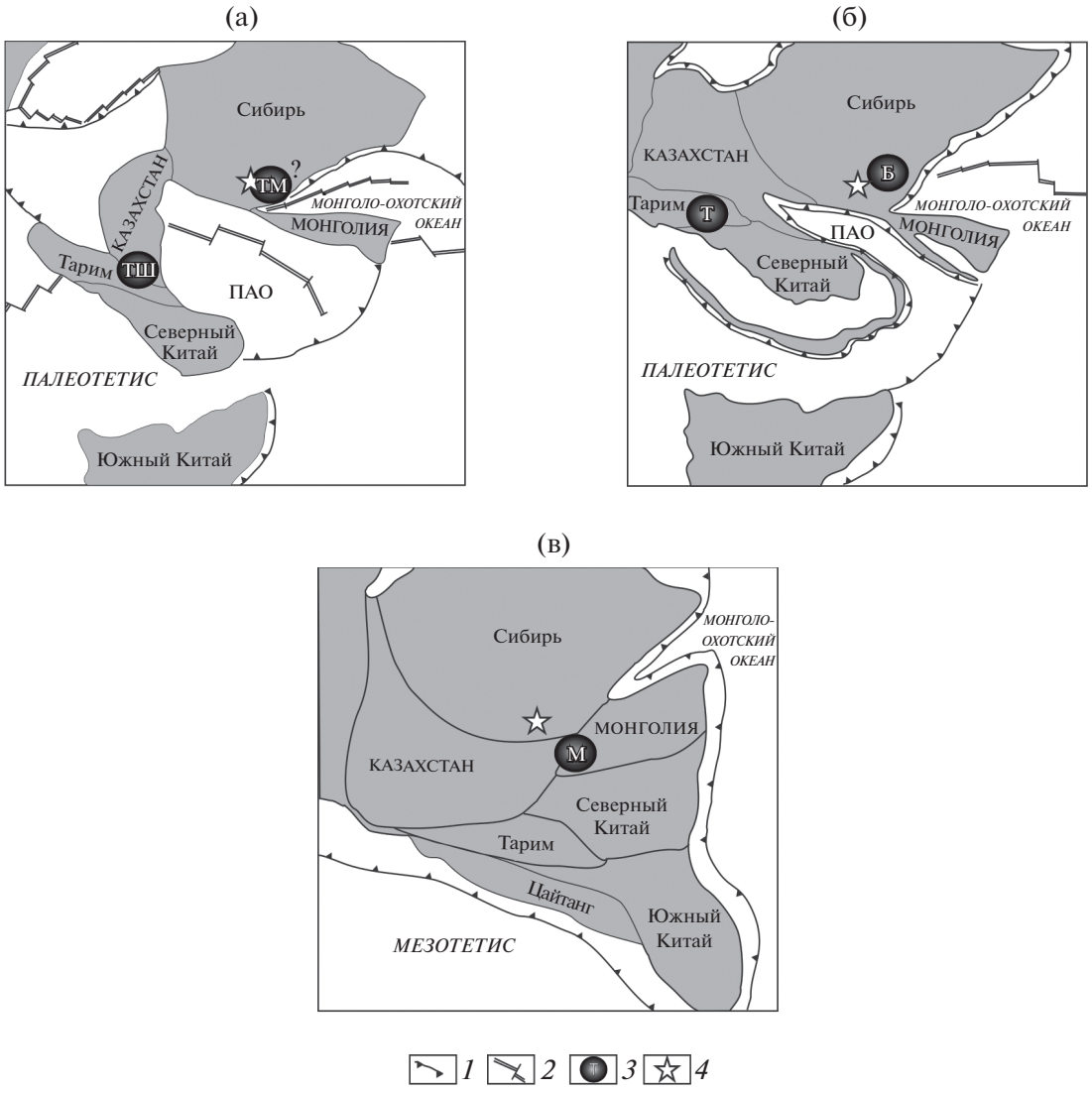


Рис. 6. Палеотектонические реконструкции (построены по данным [69]).

(а) – 330 млн лет назад; (б) – 300 млн лет назад; (в) – 180 млн лет назад.

Мантийные плюмы: ТШ – Тянь-Шаньский; ТМ – Тувино-Монгольский; Т – Таримский; Б – Баргузинский; М – Монгольский.

1 – зоны субдукции; *2* – океанические хребты; *3–4* – предполагаемое положение: *3* – мантийных плюмов, *4* – Тувинского прогиба

и опресненных лагун (илеморовская и уюкская свиты). В позднем девоне обстановка седиментации меняется на условия межгорных аллювиальных равнин, в это время в Тувинском прогибе накапливаются терригенные отложения бегрединской, кохайской и джаргинской свит.

В данной работе, Ar–Ar геохронологическое исследование плагиоклазов из базитовых интрузий Тувинского прогиба показало две позднедевонские датировки ~377 и 375 млн лет. Эти датировки могут отражать как время их кристаллизации, так и их постмагматическое преобразование.

Для габбро из штока, прорывающего раннедевонские отложения, ранее получен средний U–Pb возраст по бадделеиту ~374 млн лет [5]. Более молодой Ar–Ar возраст (~365 млн лет) получен по калиевому полевому шпату из габбровой дайки, прорывающей позднесилурийские и раннедевонские отложения.

Полученные Ar–Ar датировки маркируют этап тектономагматической активизации в пределах Тувинского прогиба, синхронный с широко проявленным позднедевонско-раннекаменноугольным базитовым магматизмом на территории всей Западной

Тувы [29]. Во время этого этапа были реактивированы Унгешская и Убсунур-Бийхемская разломные зоны, что привело к небольшим тектоническим подвижкам, о чем свидетельствует трансгрессивный характер залегания раннекаменноугольных отложений на более древних образованиях [13].

В раннекаменноугольное время осадконакопление в Тувинском прогибе происходило в условиях пресноводных озерных водоемов, о чем свидетельствуют тонкозернистые косо- и волнистослоистые алевролиты и песчаники, водорослевые и оолитовые структуры известняков (суглугхемская, хербесская, байтагская, экиоттугская и актальская свиты). Для терригенных пород раннекаменноугольного возраста характерно присутствие вулканического пепла, который, как считается, является продуктом вулканизма, развитого на территории Монголии [13, 14].

В это время на территории Западной Монголии (~359–330 млн лет) и Китайского Тянь-Шаня (~345–325 млн лет) широко проявлен раннекаменноугольный внутриплитный базитовый магматизм, связанный с активностью мантийных плюмов (Тувино-Монгольского (?) и Тянь-Шаньского) [23, 58, 71] (рис. 6).

В пределах Тувино-Монгольского микроконтинента известны проявления щелочного магматизма – массивы ультраосновных фойдолитов и фойяитов с Ar–Ar возрастом биотита ~328 млн лет [11].

Единичная Ar–Ar датировка (~340 млн лет), полученная по калиевому полевому шпату из долеритовой дайки вблизи Тувинского прогиба [65], и наличие вулканического пепла среди раннекаменноугольных пород прогиба показали, что появление мантийного плюма могло оказать влияние на тектоническую эволюцию Тувинского прогиба в раннекаменноугольное время (см. рис. 5).

В данном исследовании получены среднекаменноугольные Ar–Ar возрасты плагиоклаза ~320 и 319 млн лет. Считается, что в это время происходило закрытие Обь-Зайсанской ветви Палео-Азиатского океана в результате Казахстанско-Сибирской коллизии [17, 18, 53] (см. рис. 5, см. рис. 6).

Коллизионные процессы, сопровождающиеся формированием или реактивацией крупноамплитудных сдвиговых систем, привели к деформации сформированных к тому времени геологических комплексов и резкому сокращению областей осадконакопления [3, 4]. В средне-позднекаменноугольное время в Тувинском прогибе шло заболачивание водоемов, сопровождаемое накоплением угленосных отложений. Одновременно с этим формировались песчано-галечные отложения дельт и песчаники пойм (онкажинская свита).

Предполагается, что такие условия осадконакопления в Тувинском прогибе сохранялись и в раннепермское время, о чем свидетельствуют раннепермские отложения хайлыгской свиты [13].

Однако ограниченное распространение отложений хайлыгской свиты (единичное обнажение осадочной последовательности мощностью 200–250 м по ручью Ак-Хайлыг, которая ранее рассматривалась в составе средне-позднекаменноугольной онкажинской свиты) и внешнее сходство с залегающими ниже без признаков углового несогласия отложениями онкажинской свиты не подтверждает наличие раннепермских пород в строении Тувинского прогиба.

Для северных областей ЦАОП позднекаменноугольное-раннепермское время (~305–275 млн лет) характеризуется формированием Баргузин-Витимской и Тарим-Монгольской крупных изверженных провинций, связанных с рифтогенными процессами, вызванными взаимодействием литосферы с мантийными плюмами [30, 31, 44].

В это время в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента широко проявлен редкометальный магматизм. Формируются следующие породы [34, 41, 46, 47]:

– нефелиновые сиениты (например, Дугдинский и Коргоредабинский массивы) с U–Pb возрастами циркона и бадделеита в интервале ~295–284 млн лет и Ar–Ar возрастами амфибола ~287 и 284 млн лет;

– щелочные гранитоиды (например, Улуг-Танзекский и Улан-Тологойский массивы) с U–Pb возрастом циркона ~301 млн лет и Ar–Ar возрастами амфибола ~298 и 296 млн лет.

В гарцбургитах из Агардагского ультрамафитового массива обнаружены цирконы в интервале ~293–276 млн лет, которые могут быть объяснены инфильтрацией флюидов от щелочных расплавов [33]. Происхождение роговообманковых габбро с U–Pb возрастами циркона ~288 и 289 млн лет, известных в Таннуольском террейне [65] и Тувино-Монгольском микроконтиненте [74], соответственно, до сих пор достоверно не установлено и может быть также связано с рифтогенным магматизмом в позднекаменноугольное-раннепермское время.

В Западной и Юго-западной Монголии в раннепермское время (~293–269 млн лет, по данным U–Pb датирования циркона и Ar–Ar датирова-

ния амфибола) формируются щелочные граниты и монцогаббро в связи с активностью Таримского плюма [23, 56].

Для базитовых интрузий Тувинского прогиба получены Ar–Ar возрасты полевых шпатов в интервале ~290–279 млн лет, которые при отсутствии пермских отложений позволяют восполнить пробел в тектонической истории прогиба. Вероятно, разломные структуры, контролирующие эволюцию Тувинского прогиба, были реактивированы в раннепермское время в результате рифтогенных процессов, характерных для северных областей ЦАОП в связи с активностью мантийных плюмов.

Осадконакопление в Тувинском прогибе возобновилось только в раннеюрское время. В серии юрских впадин, наследующих структуры прогиба, с перерывом в осадконакоплении длительностью от перми до ранней юры, формируется угленосная моласса. До этого в регионе формировались позднепермские-раннетриасовые трапповые провинции (Хангайская и Сибирская), связанные с горячими точками [30].

В позднетриасовое-раннеюрское время на территории ЦАОП повсеместно происходила активная перестройка тектонического режима, сопровождаемая формированием межгорных впадин и заложением узких глубоких полуграбенов. В это время в результате ускоренной денудации в условиях гумидного климата грубообломочный материал поступал в синтектонические впадины [22, 54].

Смена тектонического режима в северной части ЦАОП фиксируется методами низкотемпературной геохронологии – Ar–Ar датировками калиевых полевых шпатов и трековыми возрастами апатита в диапазоне ~199–184 млн лет, полученными для домезозойских пород Юго-западной Монголии [55, 64].

Полученный в данном исследовании Ar–Ar возраст калиевого полевого шпата (~188 млн лет) для базитовой интрузии Тувинского прогиба согласуется с имеющимися геологическими и геохронологическими данными.

Многие исследователи связывают раннеюрскую тектоническую перестройку ЦАОП с закрытием океана Палеотетис в результате коллизии киммерийских блоков (например, блоком Цайтанг с Евразийским континентом) [61, 62, 73].

В то же время формировались щелочные граниты Хентейского батолита с U–Pb возрастом циркона ~191–183 млн лет, маркируя внутриплитный магматизм в северной части ЦАОП [51]. Этот юрский этап магматизма был проявлен по обрамлению рифтовых зон Северной Монголии и, вероятно, связан с Монгольской горячей точкой [30, 51] (см. рис. 6). Раннеюрский импульс, проявленный в пределах Тувинского прогиба, мы объясняем с позиции тектоники мантийных плюмов.

ВЫВОДЫ

В результате данного исследования проведен геохронологический анализ истории тектонического развития рифтогенного Тувинского прогиба Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП).

Проведенное Ar–Ar датирование полевых шпатов из базитовых интрузий позволило уточнить хронологию этапов постмагматических процессов, проявленных в Тувинском прогибе и выявить новые этапы в связи с тектонической эволюцией северной части ЦАОП, которые позволили авторам прийти к следующим выводам.

1. Заложение прогиба происходило в раннем девоне (~410–390 млн лет) в результате активности Алтае-Саянского мантийного плюма, сопровождалось формированием вулканогенных образований бимодальной серии и базитовых интрузий (даек, силлов, штоков).

На протяжении девонского периода режим растяжения сохранялся, происходило опускание территории и накопление континентальных терригенных и терригенно-карбонатных осадков. Ar–Ar датирование полевых шпатов (~377 и 375 млн лет) фиксирует импульс позднедевонского базитового магматизма, широко проявленного в северных сегментах ЦАОП (~380–365 млн лет).

2. В раннекаменноугольное время (~360–325 млн лет) в Тувинском прогибе накапливаются озерные и озерно-аллювиальные отложения с постоянным присутствием пеплового материала. Возможно, вулканический пепел является продуктом внутриплитного вулканизма, связанного с активностью мантийного плюма.

3. Ar–Ar возрасты плагиоклаза (~320 и 319 млн лет) указывают на новый постмагматический этап в пределах Тувинского прогиба. В среднекаменноугольное время (~320–310 млн лет) произошло резкое сокращение областей осадконакопления, в Тувинском прогибе шло заболачивание водоемов, сопровождаемое накоплением угленосной молассы. Этот этап мог быть связан с закрытием Обь-Зайсанской ветви Палео-Азиатского океана и последующими коллизионными процессами, которые привели к формированию

или реактивации крупноамплитудных сдвиговых систем в северной части ЦАОП.

4. Пермские отложения отсутствуют в Тувинском прогибе, но Ar–Ar возрасты полевых шпатов в интервале ~290–279 млн лет датируют следующий тектонический этап в истории развития Тувинского прогиба. В различных сегментах ЦАОП формируются позднекаменноугольские-раннепермские (~305–275 млн лет) крупные изверженные провинции, связанные с рифтогенными процессами. Рифтогенез этого времени мог быть вызван взаимодействием литосферы, включая литосферу под Тувинским прогибом, с Таримским и Баргузинским мантийными плюмами,

5. В юрское время в пределах Тувинского прогиба формируются унаследованные межгорные впадины, выполненные угленосной молассой. Ar–Ar возраст калиевого полевого шпата (~188 млн лет), наряду с осадочной летописью, маркирует раннеюрский импульс в тектонической истории Тувинского прогиба. Этот импульс интерпретируется как результат тектонической перестройки ЦАОП в позднетриасовое–раннеюрское время в связи с закрытием океана Палеотетис и Киммерийской орогении на южной окраине Евразийского континента и/или активности Монгольского мантийного плюма в северной части ЦАОП.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.В. Травину за проведение аналитических работ. Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К.* Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 367–370.
2. *Берзон Е.И., Петрухина О.Н.* Стратиграфическое расчленение юрского разреза Улугхемского каменноугольного бассейна (Республика Тыва) // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 30–41.
3. *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноампплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
4. *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве Й., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
5. *Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Вишневская И.А., Червяковская М.В.* Среднепалеозойский магматизм Центрально-Тувинского прогиба (восточная часть Алтае-Саянской складчатой области): петрогенезис, тектоника и геодинамика // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 12. С. 1607–1629.
6. *Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641–655.
7. *Ветров Е.В., De Grave J., Ветрова Н.И.* Тектоническая история палеозойского Таннуольского террейна Тувы в мезозое и кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геотектоника. 2022. № 4. С. 76–91.
8. *Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н.* Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.
9. *Воронцов А.А., Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Перфилова О.Ю.* Геологические и изотопно-геохимические индикаторы плюм-литосферных взаимодействий в Юго-Западном обрамлении Сибирского кратона: синтез данных для раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 12. С. 1674–1689.
10. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П.* Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 621–634.
11. *Врублевский В.В., Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А., Козулина Т.В., Юдин Д.С.* Возраст и природа щелочных пород Дахунурского плутона, Юго-Восточная Тува // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324. № 1. С. 146–153.
12. *Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1: 200 000. – Серия Западно-Саянская. – Лист М-46-X.* – М.: Госгеолтехиздат, 1961.
13. *Государственная* геологическая карта Российской Федерации. *– М-б 1:1 000 000 (третье поколение). – Серия Алтае-Саянская. – Лист М-46: Кызыл. – Объяснительная записка.* – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
14. *Грайзер М.И.* Нижнекаменноугольные отложения Саяно-Алтайской складчатой области. – М.: Наука, 1967. 148 с.

15. *Гринев О.М.* Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. –Томск: СТТ, 2007. 434 с.
16. *Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И.* Кызыкчадрское медно-порфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 70–79.
17. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
18. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
19. *Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.* Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 5–19.
20. *Дубатолов В.Н., Краснов В.И.* Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 95–109.
21. *Дубатолов В.Н., Краснов В.И.* Фаменский этап в эволюции географических обстановок Сибирских морей // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 239–254.
22. *Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Новиков И.С., Ван Ранст Г., Начтергаеле С., Докашенко С.А., Де Граве Й.* Мезозойский внутриконтинентальный орогенез в тектонической истории Колывань-Томской складчатой зоны (Южная Сибирь), синтез геологических данных и результатов трекового анализа апатита // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1227–1245.
23. *Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А.* Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
24. *Клитин К.А.* Тектоника центральной части Тувинского прогиба. – М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по горному делу, 1960. 124 с.
25. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм силурийских и девонских толщ Южной и Центральной Тувы // Физика Земли. 2022. № 6. С. 12–43.
26. *Коваленко Д.В., Бузина М.В. Лобанов К.В.* Палеомагнетизм ордовикских и раннекарбоновых геологических комплексов Тувы // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 124–130.
27. *Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В. Козловский А.М.* Палеомагнетизм центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Тува, Монголия) // ДАН. 2022. Т. 504. № 1. С. 75–84.
28. *Краснов В.И., Перегоедов Л.Г., Ратанов Л.С., Федосеев Г.С.* Региональная стратиграфическая схема девонских отложений восточной части Алтае-Саянской области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 7с. С. 54–101.
29. *Кривенко А.П.* Вопросы происхождения пород торгалыкского интрузивного комплекса Тувы. – В кн.: *Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области*. – М., Наука, 1965. с. 65–83.
30. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
31. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.* Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. Т. 45. № 6. С. 3–23.
32. *Кульков Н.П., Владимирская Е.В., Рыбкина Н.Л.* Брахиоподы и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Тывы.– М.: Наука, 1985. 208 с.
33. *Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Сергеев С.А.* Первые данные об U–Pb изотопном возрасте цирконов из гарцбургитов и хромитов Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тува) // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 60–68.
34. *Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сугоракова А.М., Анисимова И.В.* Раннепермский возраст нефелиновых сиенитов коргоредабинского массива (Сангиленское нагорье, Тува) // ДАН. 2019. Т. 485. № 2. С. 194–197.
35. *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. – Ред. Г.В. Поляков. – Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
36. *Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Родина О.А., Хабибулина Р.А., Киприянова Т.П.* Региональная стратиграфическая схема силурийских отложений Тывы (новая версия) // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2019. № 8с. С. 106–134.
37. *Стифеева М.В., Никифоров А.Н., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Котов А.Б.* U-Pb возраст граната из скарнов Хову-Аксинского Ni-Co-As месторождения. – В сб.: *Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов*. – Мат-лы VIII Российской конф. по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г). – Спб: ИГГД, 2022. С. 152–153.
38. *Сугоракова А.М, Никифоров А.В.* Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба // Геосферные исследования. 2016. № 1. С. 85–103.
39. *Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А.* Позднепалеозойский щёлочногранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитными процессами в пределах Сибирского палеоконтинента // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 641–647.
40. *Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И., Павлова Г.Г., Говердовский В.А., Травин А.В.* Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1379–1395.

41. *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Никифоров А.В., Кудряшова Е.А., Хертек А.К.* Возраст и состав Дугдинского массива щелочных пород (Восточный Саян): к оценке закономерностей проявления позднепалеозойского редкометального магматизма в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 33–41.
42. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
43. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
44. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.* Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.
45. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
46. *Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В.* Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515–536.
47. *Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин В.А., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З.* Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 248–253.
48. *Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E.* Inter calibration of $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating standards // Chem. Geol. 1996. Vol. 129. P. 307–324.
49. *Cassata W.S., Renne P.R., Shuster D.L.* Argon diusion in plagioclase and implications for thermochronometry: A case study from the Bushveld Complex, South Africa // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. Vol. 73. P. 6600–6612.
50. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. Vol. 36. № 3. P. 199–204.
51. *Dostal J, Svojtka M, Gerel O, Corney Rx.* Early Jurassic rare metal granitic pluton of the Central Asian Orogenic Belt in North-Central Mongolia: tungsten mineralization, geochronology, petrogenesis and tectonic implications // Front. Earth Sci. 2020. 8:242. Doi: 10.3389/feart.2020.00242
52. *Gordienko I.V.* Geodynamic evolution of the Central-Asian and Mongol–Okhotsk fold belts and formation of the endogenic deposit // Geosci. J. 2001. Vol. 5. № 233–241.
53. *Hu W., Li P., Sun M., Safonova I., Jiang Y., Yuan C., Kotler P.* Provenance of late Paleozoic sedimentary rocks in eastern Kazakhstan: Implications for the collision of the Siberian margin with the Kazakhstan collage // Journal of Asian Earth Sciences. 2022. Vol. 232. Art. 104978.
54. *Jolivet M., Bourquin S., Heilbronn G., Robin C., Barrier C., Dabard M.-P., Jia Y., De Pelsmaeker E., Fu B.* The Upper Jurassic–Lower Cretaceous alluvial-fan deposits of the Kalaza Formation (Central Asia): tectonic pulse or increased aridity? // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2015 Vol. 427. P. 491–521.
55. *Jolivet M., Ritz J.F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S.* Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology. 2007. Vol. 35. No. 10. P. 871–874.
56. *Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Travin A.V., Kotov A.B., Plotkina J.V., Kudryashova E.A., Savatenkov V.M.* Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): Tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 113. P. 524–541.
57. *McDougall I., Harrison M.* Geochronology and Thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ Method. – Oxford University Press: Oxford, UK, 1999. 269 p.
58. *Pirajno F., Mao J., Zhang Z., Zhang Z., Chai F.* The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits // J. Asian Earth Sci. 2008. Vol. 32. No. 2–4. P. 165–183.
59. *Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K.* Past, present, and future of thermochronology // Rev. Mineral. Geochem. 2005. Vol. 58. P. 1–18.
60. *Reynolds P.H.* Low temperature thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. – In: *Short Course Handbook on Low Temperature Thermochronology*. – Ed.by M. Zentilli, P.H. Reynolds, (Mineral. Assoc. of Canada, Quebec City, QC, Canada. 1992). P. 3–19.
61. *Roger F., Jolivet M., Malavieille J.* The tectonic evolution of the Songpan-Garzê (North Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to Present: A synthesis // J. Asian Earth Sci. 2010. Vol. 39. P. 254–269.
62. *Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W., McWilliams M., Minaev V., Lutkov V., Chen F., Stanek K., Nelson B., Frisch W., Wooden J.L.* Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet // Tectonics. 2004. Vol. 23. No. 4. P. 1–31.
63. *Sengör A.M.C., Suna G., Natal'in B.A., Van der Voo R.* The Altaids: a review of twenty-five years of knowledge accumulation // Earth-Sci. Rev. 2022. Vol. 228. Art. 104013.
64. *Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D.* Uplift age and rates

of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 259. P. 333–346.
65. *Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I.* Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // Minerals. 2020. Vol. 10. No. 56. Doi: 10.3390/min10010056
66. *Vetrov E.V., Pikhutin E.A., Vetrova N.I.* Geochemical constraints on petrogenesis and tectonics of the Middle Devonian granitic and coeval mafic magmatism from the Tannuola terrane (northern Central Asian Orogenic Belt) // Minerals. 2022. Vol. 12. No. 1282. Doi: https://doi.org/10.3390/min12101282
67. *Vetrov E.V., Vetrova N.I., Pikhutin E.A.* Geochronology and geochemistry of early Paleozoic granitic and coeval mafic rocks from the Tannuola terrane (Tuva, Russia): Implications for transition from a subduction to post-collisional setting in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2024. Vol. 125. P. 130–149.
68. *Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T.* Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // Gondwana Research. 2021. Vol. 89. P. 193–219.
69. *Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M.* The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review // Earth Sci. Rev. 2012. Vol. 113. P. 303–341.
70. *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 31–47.
71. *Xia L.-Q., Xu X.-Y., Xia Z.-C., Li X.-M., Ma Z.-P., Wang L.-S.* Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // GSA Bull. 2004. Vol. 116. P. 419–433.
72. *Xiao W., Huang B., Han C., Sun S., Li J.* A review of the western part of the Altaids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. P. 253–273.
73. *Zhai Q.-G., Jahn B.-M., Zhang R.-Y., Wang J., Su L.* Triassic subduction of the PaleoTethys in northern Tibet, China: Evidence from the geochemical and isotopic characteristics of eclogites and blueschists of the Qiangtang Block // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 42. No. 6. P. 1356–1370.
74. *Zhmodik S.M., Buslov M.M., Damdinov B.B., Mironov A.G., Khubanov V.B., Buyantuyev M.G., Damdinova L.B., Airiyants E.V., Kiseleva O.N., Belyanin D.K.* Mineralogy, geochemistry, and geochronology of the Yehe-Shigna ophiolitic massif, Tuva-Mongolian microcontinent, Southern Siberia: Evidence for a back-arc origin and geodynamic implications // Minerals. 2022. Vol. 12. No. 390. Doi: https://doi.org/10.3390/min12040390

Tectonic Evolution of Tuvinian Trough (Northern Part of Central Asian Orogenic Belt): Synthesis of Geological Data and Results of Feldspar Ar–Ar Dating

E. V. Vetrov[a, *], N. I. Vetrova[a], T. A. Biryukova[a, b], A. R. Agatova[a], O. A. Gavryushkina[a, b], D. D. Bulgakova[a, b]

[a]V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, bld. 3, Akademik Koptyug prosp., 630090 Novosibirsk, Russia
[b]Novosibirsk State University, bld. 1, Pirogova str., 630090 Novosibirsk, Russia
**e-mail: vetrov@igm.nsc.ru*

The Tuvinian rift trough, located in the northern part of the Central Asian orogenic belt (CAOB), was formed in the Early Devonian on late Proterozoic (?)–Early Paleozoic terranes as a result of the activity of the Altai-Sayan mantle plume. The sedimentary record from the middle Paleozoic to the middle Mesozoic, preserved in the Tuvinian trough, and the middle Paleozoic igneous complexes confined to the structures of the trough, reflect the stages of evolution of the Earth's crust in the Tuva segment, that necessary for understanding the history of the geological development of the CAOB as a whole. Dating of accessory and rock-forming minerals from igneous rocks using low-temperature geochronology methods allows us to obtain additional information about post-magmatic processes and thereby update the model of tectonic evolution of the region.

In this study, we have reconstructed the stages of tectonic development of the Tuvinian trough in the northern part of the CAOB based on the analysis of geological data and new Ar–Ar dating data on feldspars from mafic intrusions. As a result of this study, the chronology of the previously known stages of post-magmatic processes manifested in the Tuvinian trough was clarified, and new stages were identified according to the tectonic evolution of the CAOB. Ar–Ar dating of feldspars carried out on eight samples showed four age groups: (i) Late Devonian, (ii) middle Carboniferous, (iii) early Permian and (iv) Early Jurassic. Late Devonian (~377 and 375 Ma) ages record an impulse of mafic magmatism, widely manifested in the northern segments of the CAOB (~380–365 Ma). Middle Carboniferous (~320 and 319 Ma) dates may be associated with the closure of the Ob-Zaisan branch of the Paleo-Asian ocean as a result of the Kazakhstan-Siberian

collision. Early Permian (~290–279 Ma) ages are consistent with the formation of late Carboniferous–Early Permian (~305–275 Ma) large igneous provinces in connection with rifting processes in the northern segments of the CAOB. Finally, a single Early Jurassic (~188 Ma) age marks tectonic reorganization of the CAOB in Late Triassic–Early Jurassic in response to (i) closure of the Paleotethys ocean with subsequent collision of the Cimmerian blocks and the southern margin of the Eurasian continent and/or (ii) activity of the Mongolian mantle plume.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Tuvinian trough, tectonic stages, Ar–Ar dating, mafic intrusions, Devonian, Carboniferous, Jurassic