

УДК 551.242.3 (571.5)+551.7.03

ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕКАРБОНОВОГО И РАННЕПЕРМСКОГО ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР В ЮЖНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ, ЮЖНАЯ СИБИРЬ)

© 2009 г. М. М. Буслов, А. Б. Рябинин, Ф. И. Жимулев, А. В. Травин

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 11.03.2009 г.

Поступило 25.03.2009 г.

Геологическое строение Тункинских гольцов Восточного Саяна характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, преимущественно палеозойскими терригенными и карбонатными породами и их метаморфизованными аналогами [1–3]. Общеизвестно, что складчато-покровная структура Восточного Саяна, в том числе его юго-восточной части, выделяемой в Тункинский террейн [3] или Ильчирскую зону [4], сформировалась в ордовике в результате коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским континентом. В работе [5] отмечается, что ордовикско-среднепалеозойские деформации на огромной территории Центральной Азии от Ольхонской зоны Прибайкалья до Северного Казахстана проявились в результате закрытия океанического бассейна и последующей коллизии Казахстанско-Байкальского составного континента (включающего Тувино-Монгольский микроконтинент) с Сибирским континентом. В ордовике вдоль юго-восточного обрамления Сибирского кратона была сформирована Ольхонская покровно-чешуйчатая зона, а также проявился метаморфизм на большой территории Восточного Саяна, связанный, вероятно, с покровообразованием. В позднем ордовике–силуре сдвигово-надвиговые структуры, магматизм и метаморфизм проявились на Сангилене и в Туве. Деформации продолжались и позже – в позднедевонско-раннекарбонное время на Горном Алтае была сформирована правосторонняя Чарышско-Теректинская зона разломов, в позднем карбоне Курайский и Кузнецко-Телецко-Башкаусский левосторонние сдвиги.

В позднем карбоне–перми произошла коллизия Восточно-Европейского, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [5, 6]. В Восточном Казахстане, в полосе шириной более 400 км, про-

изошли левосторонние перемещения вдоль Чарской офиолитовой зоны, Иртышской и Северо-Восточной зон смятий. Возраст деформаций закономерно омолаживается к востоку в сторону внутренней части Сибирского континента, причем амплитуда движений по сдвигам уменьшается в этом же направлении от нескольких тысяч до сотен километров.

Для позднего палеозоя в Тункинских гольцах и в сопредельных регионах отмечен ряд геологических событий позднекарбонного и раннепермского возраста. Так, в центральной части Тункинского хребта (бассейн р. Богдо-Хонголдой) по гранат-ставролит-двуслюдяным сланцам получена рубидий-стронциевая изохрона в 312 ± 20 млн. лет [7]. Согласно геологическим данным, изогранды метаморфизма секут стратиграфические границы и ордовикские тектонические зоны, разделяющие тектонические пластины различного состава. Гранитоиды араошейского комплекса, залегающие в осевой части Тункинского хребта и прорывающие ордовикскую складчато-покровную структуру района, имеют возраст 320–315 млн. лет (К–Аг-датировки по биотиту) [8]. В юго-восточной части Тункинских гольцов при проведении среднемасштабных геолого-съёмочных работ выявлены тектонические покровы, состоящие из гранито-гнейсов, полого надвинутых на позднедевонско-каменноугольную молассу сагансайрской свиты [2]. Кроме этого, в последние годы появились новые геохронологические данные о позднекарбонном возрасте деформаций в зоне Главного Саянского разлома [9], расположенного вблизи и к северу от исследованного участка (рис. 1).

Настоящее сообщение посвящено характеристике позднепалеозойских покровно-складчатых структур Тункинских гольцов Восточного Саяна, имеющего в целом ордовикский возраст формирования структуры и метаморфизма [1, 2]. В результате полевых работ 2006–2008 гг. был детально закартирован участок Тункинского хребта в бассейнах рек Кынгарга, Бухота, Толта, вблизи

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

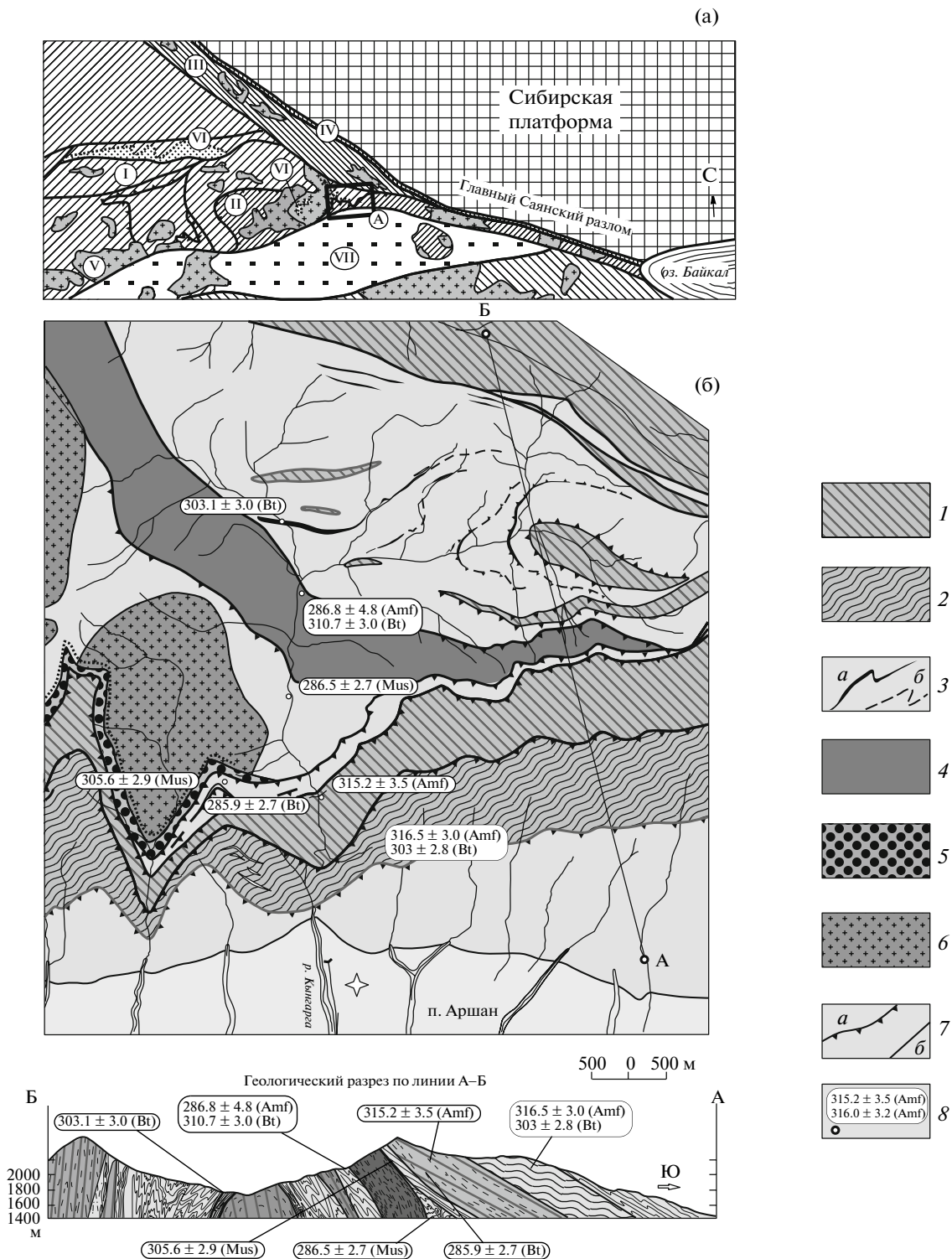


Рис. 1. Положение Аршанского участка в структуре южного обрамления Сибирской платформы (а) и его геологическое строение (б). 1 – область развития раннепалеозойских деформационных комплексов; II – то же позднепалеозойских деформационных комплексов; III – Китой-Кинская позднепалеозойская деформационная зона; IV – зона Главного Саянского разлома; V – позднепалеозойские гранитоиды; VI – позднепалеозойская моласса; VII – Тункинская кайнозойская впадина. 1 – гнейсы, кристаллические сланцы и гранатовые амфиболиты; 2 – зона меланжа с участием диафторированных плагиогнейсов, кристаллических сланцев, гранатовых амфиболитов и милонитизированных мраморов; 3 – милонитизированные мраморы с телами гранат-биотитовых blastsмилолитов, выявленных (а) и предполагаемых (б); 4 – зеленые сланцы; 5 – позднедевонско-раннекарбонная моласса (сагансаирская свита); 6 – позднедевонские микроклиновые граниты и граносиениты; 7 – разрывные нарушения с наклонным положением поверхностей сместителей (а), крутопадающих поверхностей сместителей (б); 8 – точки отбора образцов и результаты Ar/Ar-датирования.

села Аршан (рис. 1). При картировании проводилось изучение мелких складчатых форм, замеры директивных деформационных структур (минеральной, агрегатной полосчатости и линейности), а также отбор образцов метаморфических пород на Ar–Ar-датирование.

Выявлено, что исследованный участок состоит из двух пакетов тектонических пластин позднекарбонического и раннепермского возраста, формирующих антиформную структуру, с падением поверхностей надвигов в южном и северном направлении и шарниром, падающим на запад под углом $\sim 30^\circ$ (см. рис. 1).

В строении нижнего пакета пластин, приуроченного к центральной и северной частям исследуемого участка, принимают участие: 1) метакarbonатные породы (милонитизированные мраморы с редкими телами гранат-биотитовых сланцев), являющиеся метаморфическими аналогами венд-кембрийской горлыкской свиты; 2) гнейсы, кристаллические сланцы и гранатовые амфиболиты; 3) зеленые сланцы, являющиеся метаморфическими аналогами терригенно-вулканогенно-карбонатных пород верхнешумакской свиты. Разломные зоны между пластинами выполнены мусковит-карбонатными милонитами, роговообманково-биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами.

Метакarbonатные породы прорваны позднедевонскими микроклиновыми гранитами и перекрыты совместно молассой сагансайрской свиты [2]. С севера они ограничены тектонической пластиной, выполненной зеленосланцевой толщей. Ее структура характеризуется изоклинальной складчатостью. Вблизи разломных контактов формируется плоскостная директивная структура, выполненная биотитом. В сланцах наблюдаются более поздние кристаллы роговой обманки, не имеющие какой-либо ориентировки. Значение Ar–Ar-возраста породообразующего биотита из биотит-амфиболового сланца (обр. № 06-94) составляет 310.7 ± 3.0 млн. лет, роговой обманки — 286.8 ± 4.8 млн. лет. В метакarbonатных породах значения Ar–Ar-возраста мусковита, растущего вдоль плоскостей дифференциальных скольжений, составляет 286.5 ± 2.7 млн. лет (обр. № 06-92).

Севернее зеленосланцевой толщи, в ядре антиформы, наблюдаются тектонические пластины метакarbonатных пород и гнейсов. По биотиту из кварц-гранат-биотитового сланца (обр. № 06-95), расположенного среди милонитизированных мраморов, получен возраст 303.1 ± 3.0 млн. лет. Кристаллы гранатов имеют структуры типа “снежно-кома” за счет захвата чешуек биотита, что свидетельствует о росте минералов в процессе деформаций при надвигообразовании.

К южной части участка приурочена позднекарбоническо-раннепермская надвиговая структура, в строении которой принимает участие верхний пакет пластин, сложенный 1) гнейсами, кристал-

лическими сланцами и гранатовыми амфиболитами и зеленосланцевыми диафторитами по ним, 2) метакarbonатными породами. Тектонические пластины полого, от 35° до 5° , перекрывают различные элементы структуры нижнего пакета пластин (см. рис. 1).

Значение Ar–Ar-возраста роговой обманки, отобранной из гранатовых амфиболитов (обр. № 06-90-1), расположенных среди гнейсов, составляет 316.1 ± 3.2 млн. лет. Возраст роговой обманки из диафторированного гранатового амфиболита (обр. № 06-90-3) 315.2 ± 3.5 млн. лет, а возраст биотита из наложенных на него зон рассланцевания определен в 303.0 ± 2.8 млн. лет.

В основании верхнего пакета пластин расположена зона меланжа мощностью до нескольких десятков метров. Для нее характерно чередование биотизированных плагиогнейсов и мусковит-карбонатных милонитов. Возраст биотита из плагиогнейсов (обр. № 07-37-5) 285.9 ± 2.7 млн. лет, мусковита из метакarbonатных сланцев (обр. № 07-37-1) 305.6 ± 2.9 млн. лет.

Выявленные взаимоотношения тектонических пластин и возраст метаморфических пород характеризуют позднекарбонический и раннепермский коллизионные этапы, наложенные на ордовикскую деформационную структуру [1–3]. На исследованном участке, вблизи зоны Главного Саянского разлома и окраины Сибирской платформы, позднепалеозойские разломы наиболее сконцентрированы. Здесь ордовикская структура осложнена позднепалеозойскими процессами деформации и метаморфизма (рис. 1, табл. 1).

Приведенные новые геолого-геохронологические данные позволяют считать, что формирование тектонических покровов в Тункинских гольцах юго-восточной части Восточного Саяна произошло в два этапа: в позднем карбоне и ранней перми. В позднем карбоне также проявилась реактивация Главного Саянского разлома [9]. Следует предполагать, что эти события взаимосвязаны и характеризуют коллизионный этап формирования структуры Восточного Саяна по обрамлению Сибирской платформы. В это время к западу от нее, в Алтае-Саянской складчатой области, формировались левосторонние сдвиговые структуры (Телецко-Башкауская, Курайская и др.), связанные с коллизией Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [5, 6].

В ранней перми в Алтае-Саянской складчатой области и Восточном Казахстане формировались сдвиговые структуры Чарской, Иртышской, Северо-Восточной и других разломных зон как результат коллизии Восточно-Европейского, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [5, 6]. Раннепермские события также широко проявлены к югу от Сибирской платформы в пределах Забайкальского звена Монголо-Охотского орогенного пояса. К ним относятся

Таблица 1. Результаты Аг–Аг-датирования амфиболов и слюд из пород Аршанского участка

№ образца	Координаты	Порода	Минерал	Возраст плато (вверху) интегральный возраст (внизу), млн. лет
07-51	N 51°56'10.1" E 102°26'17.7"	Кварц-биотит-амфиболовый сланец	Биотит	303.0 ± 2.8 283.6 ± 2.7
			Амфибол	316.5 ± 3.3 313.5 ± 3.4
06-94	N 51°57'48.7" E 102°26'17.7"	То же	Биотит	310.7 ± 3.0 308.4 ± 2.9
			Амфибол	286.8 ± 4.8 266.2 ± 5.7
06-95	N 51°58'23.4" E 102°24'55.7"	Кварц-биотит-гранатовый сланец	Биотит	303.1 ± 3.0 300.1 ± 3.0
06-92	N 51°57'04.7" E 102°25'07.7"	Мрамор	Мусковит	286.5 ± 2.7 282.1 ± 2.7
06-90-1	N 51°56'21.7" E 102°25'25.7"	Кварц-амфибол-плагиоклазовый сланец	Амфибол	316.1 ± 3.2 291.9 ± 2.9
06-90-3	N 51°56'21.7" E 102°25'25.7"	Гранатовый амфиболит	Амфибол	315.2 ± 3.5 309.1 ± 5.7
07-37-1	N 51°55'46.3" E 102°24'23.5"	Милонитизированный мрамор с биотитовыми зонами рассланцевания	Биотит	305.6 ± 2.9 299.9 ± 2.9
07-37-5	N 51°55'46.3" E 102°24'23.5"	Биотит-кварцевый сланец по плагиогнейсам	Биотит	285.9 ± 2.7 276.9 ± 2.6

Примечание. Аналитик А.В. Травин, Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

масштабные проявления гранитоидного магматизма в Забайкалье [10] и на Хамар-Дабане [11], высокотемпературный метаморфизм в западном Забайкалье [12], формирование тектонических покровов и олистостромовых комплексов в Джидинской зоне [13]. Вероятно, что эти события и выявленные нами проявления раннепермских деформаций в Тункинских гольцах характеризуют один и тот же тектонический этап, который связан с колоссальным по масштабам проявления событием – столкновением Восточно-Европейского, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [5, 6].

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов НШ–5736.2008.5 и Программы ОНЗ № 10 “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Добрецов Н.Л. // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
- Босс Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 143 с.
- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554–565.
- Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М. // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
- Беличенко В.Г., Босс Р.Г., Колосницина Т.Н. и др. // ДАН. 1988. Т. 301. № 2. С. 402–405.
- Докембрий Восточного Саяна // Под ред. С.В. Обручева. М.–Л.: Наука, 1964.
- Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С. // ДАН. 2003. Т. 391. № 4. С. 523–526.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. В сб.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2008. Т. 1. С. 113–115.
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р. и др. В сб.: Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: Геос, 2005. С. 171–198.