

## КИНЕМАТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ АККРЕЦИИ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Д.В. Метелкин<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

<sup>2</sup> *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

Кинематика процесса раннекаледонской аккреции на юго-западе (в современных координатах) Сибирского палеоконтинента, равно как и строение его активной окраины, является предметом дискуссии. В настоящей работе обобщены палеомагнитные данные по островодужным террейнам территории Алтае-Саянской и Байкало-Витимской складчатых областей для интервала поздний венд—кембрий—ранний ордовик, которые были получены в основном при участии автора за последние два десятилетия. Накопленная обширная база данных, наконец, позволяет отыскать четко интерпретируемые закономерности в распределении палеомагнитных полюсов для анализируемой системы террейнов и численно обосновать кинематику раннекаледонской аккреции. В частности анализ палеомагнитных данных доказывает идею о том, что трансформация активной окраины в кембрии связана с ее дроблением, сегментацией и отставанием фрагментов первоначально единой островной дуги вдоль системы левых сдвигов при повороте кратона по часовой стрелке и согласном перемещении континентальной и океанической литосферных плит. Это также обосновывает преобладающий косой характер субдукции и последующей аккреции, т.е. субдукционно-трансформный режим на границе океан—континент.

Предложен дополненный вариант палеотектонической реконструкции кембрийской эволюции западной окраины Сибирского палеоконтинента, основу которого составляет разработанная по палеомагнитным данным кинематическая схема.

*Раннекаледонский тектонический этап, кинематика, аккреция, субдукция, сдвиги, островная дуга, Сибирский палеоконтинент, палеомагнитный полюс, палеотектонические реконструкции.*

## KINEMATIC RECONSTRUCTION OF THE EARLY CALEDONIAN ACCRETION IN THE SOUTHWEST OF THE SIBERIAN PALEOCONTINENT BASED ON PALEOMAGNETIC RESULTS

D.V. Metelkin

The kinematics of the Early Caledonian accretion process in the southwest (in modern coordinates) of the Siberian paleocontinent and the structure of its active continental margin are debatable subjects. This paper contains a generalization of paleomagnetic data on island-arc terranes of the Altai–Sayan and Baikal–Vitim folded areas for the Late Vendian/Cambrian–Early Ordovician interval, obtained mostly with the author’s participation during the last two decades. The large accumulated database finally allows one to find unambiguously interpretable patterns in the distribution of paleomagnetic poles for the analyzed terrane system and to justify numerically the kinematics of the Early Caledonian accretion. In particular, the analysis of paleomagnetic data proves our idea stating that the transformation of the active continental margin in the Cambrian consisted in its breakup and segmentation as well as the detachment of fragments of the initially whole island arc along a system of sinistral strike-slips during the clockwise rotation of the craton and conform drift of the continental and oceanic lithospheric plates. This also validates the mostly oblique conditions of the subduction and subsequent accretion, which means a subduction-transform mode on the ocean–continent margin.

We propose complemented version of the paleotectonic reconstruction for the Cambrian evolution of the western margin of the Siberian continent, based on the kinematic scheme constructed from paleomagnetic data.

*Early Caledonian tectonic stage, kinematics, accretion, subduction, strike-slips, island arc, Siberian paleocontinent, paleomagnetic pole, paleotectonic reconstructions*

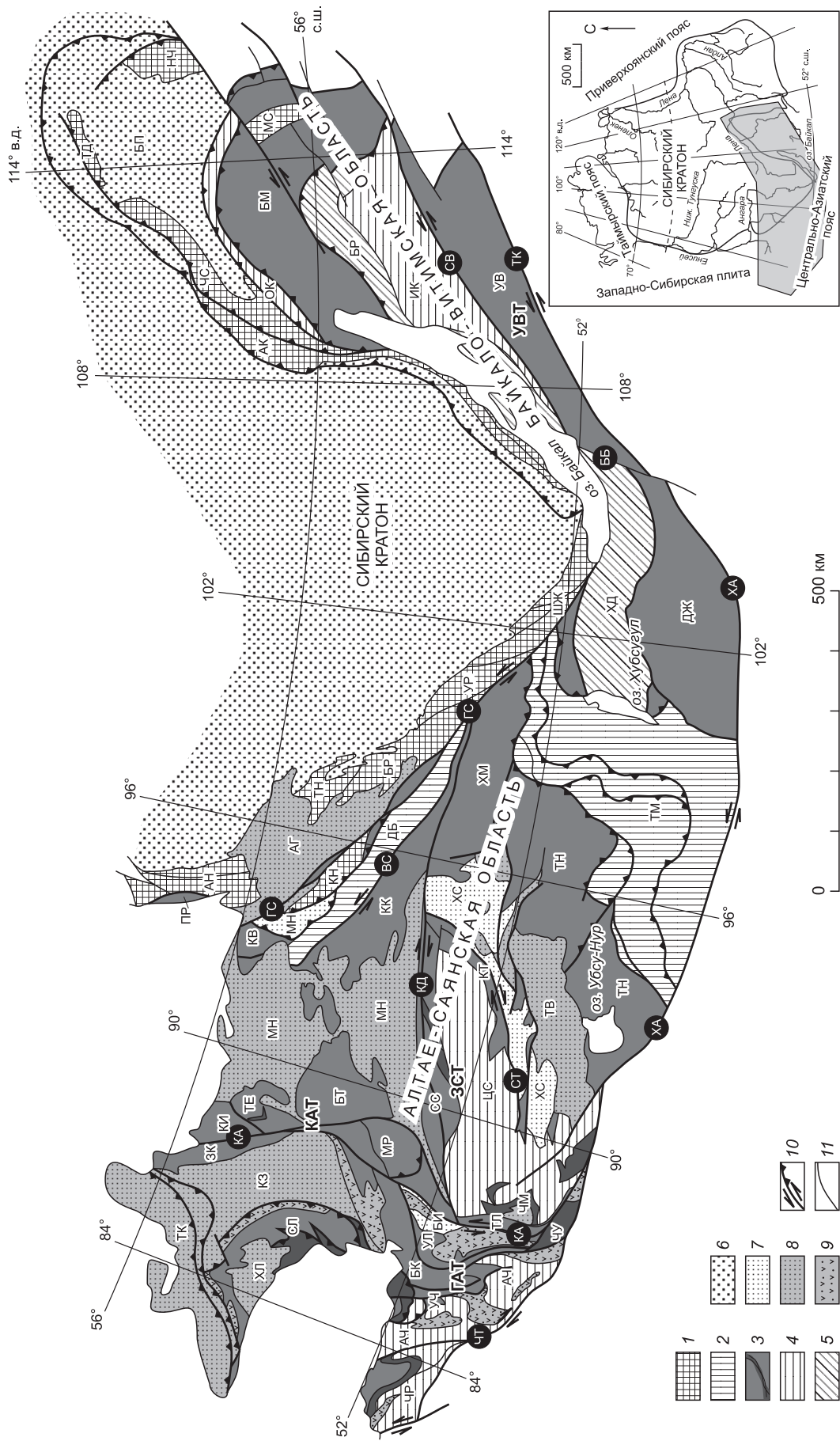
## ВВЕДЕНИЕ

Раннекаледонский этап в тектонической истории юго-западной окраины Сибирского палеоконтинента связан с активной стадией эволюции Палеоазиатского океанического бассейна. Вследствие реор-

ганизации его структуры при аккреции фрагментов островной дуги Сибирская континентальная окраина значительно выросла в размерах. Итогом стало формирование Алтае-Байкальского орогена, в составе которого традиционно рассматривают Алтае-Саянскую и Байкало-Витимскую складчатые области [Зоненшайн и др., 1990; Şengör et al., 1993; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Добрецов, 2003; Парфенов и др., 2003; Гордиенко, 2006; Добрецов, Буслов, 2007; Windley et al., 2007; и др.]. Реконструкция процесса роста континентальной коры является предметом оживленных дискуссий. Для относительно короткого, но насыщенного событиями интервала геологической истории от позднего венда до раннего ордовика насчитывается не менее десятка концептуально различных палеотектонических моделей [Зоненшайн и др., 1990; Şengör et al., 1993; Диденко и др., 1994; Кунгурцев и др., 2001; Гордиенко, 2006]. Основные различия связаны с пространственным положением и взаимоотношениями террейнов и как следствие кинематикой аккреционного процесса. В ряде работ предполагается, что большинство островодужных террейнов Алтае-Байкальского орогена являются фрагментами единой системы, расположенной в венде-кембрии вдоль окраины Сибирского палеоконтинента [Зоненшайн и др., 1990; Şengör et al., 1993; Кунгурцев и др., 2001; Хераскова и др., 2010; Метелкин и др., 2012]. В противовес этому в работах других авторов венд-кембрийские островодужные террейны рассматриваются как серия самостоятельных дуг, заложившихся по периферии Сибирского континента, а сам океан представляется как серия обособленных бассейнов, разделенных микроконтинентами [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Buslov et al., 2001; Гордиенко, 2006]. Также спорными остаются роль и место сдвиговой тектоники в общей кинематике аккреционного процесса. Палеомагнитные данные, несомненно, помогают установить палеогеографическое положение того или иного фрагмента реконструируемой системы, однако обычно эти фрагменты рассматриваются в отрыве друг от друга и других источников геологической информации. При этом неоднозначность интерпретации палеомагнитных данных, связанная с долготной неопределенностью, неопределенностью полярности, устанавливаемых для рубежа позднего докембрия—раннего палеозоя палеомагнитных направлений при экваториальном положении реконструируемой системы, порождает множество равнообоснованных моделей, концепции которых часто кардинально противоположны. Решение данной проблемы кроется не только в комплексировании палеомагнитных и других геолого-геофизических данных, но и в поиске четко интерпретируемых закономерностей в распределении палеомагнитных полюсов венда—кембрия для анализируемой системы террейнов, чему и посвящена настоящая работа.

#### **ОСТРОВОДУЖНЫЕ ТЕРРЕЙНЫ АЛТАЕ-БАЙКАЛЬСКОГО РАННЕКАЛЕДОНСКОГО ОРОГЕНА**

Алтае-Байкальский ороген является частью Центрально-Азиатского подвижного пояса и включает раннекаледонские структуры Алтае-Саянской и Байкало-Витимской складчатых областей (рис. 1). Его строение представляется в виде аккреционной мозаики, сложенной из разновеликих фрагментов субдукционного генезиса (преимущественно островодужных террейнов). Фрагменты венд-кембрийских островодужных комплексов распространены в Кузнецком Алатау, Горном Алтае, Западном и Восточном Саянах, Туве и Забайкалье. Сильно нарушенная структура обусловлена многоэтапностью процессов роста и преобразования континентальной коры. Не последнюю роль в этом процессе могли играть сдвиги, проявившиеся как на ранних этапах становления, так и позднее на этапе позднепалеозойского и мезозойского преобразования структурного плана, для которого характерно торцевое сочленение региональных элементов [Берзин и др., 1994; Владимиров и др., 2003; Буслов и др., 2003; Metelkin et al., 2010; Буслов, 2011; Федоровский и др., 2010]. Достоверно реконструировать череду тектонических событий на раннепалеозойской окраине Сибири возможно при наличии большого числа палеомагнитных определений по каждому из обозначенных фрагментов. Мы ограничимся четырьмя крупными структурами, данные по которым фактически раскрывают главные моменты кинематики и масштабов раннепалеозойских сдвиговых перемещений на раннекаледонском этапе его развития. К их числу относятся Западный Саян, Кузнецкий Алатау и Горный Алтай в пределах Алтае-Саянской области и Еравнинская (Удино-Витимская) зона в Байкало-Витимской области (см. рис. 1). Далее эти структуры будут рассматриваться как островодужные террейны. В террейновом анализе под термином «островодужный террейн» обычно понимается фрагмент островной вулканической дуги, образованный вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами надсубдукционного генезиса, в том числе надсубдукционными офиолитовыми комплексами ранней стадии эволюции дуги [Парфенов и др., 1998, 2003]. Вещественное наполнение упомянутых структур, несомненно, шире и в этом смысле их нужно скорее рассматривать как коллаж террейнов, связанных с эволюцией венд-кембрийской островной дуги. Тем не менее каждый из этих террейнов, в соответствии с современными геологическими представлениями, отвечал определенному фрагменту активной окраины Сибирского палеоконтинента и в этом смысле характеризуется внутренней однородностью и целостностью строения. Рассматриваемые здесь островодужные террейны включают наряду с комплексами вулканической дуги комплексы аккрецион-



**Рис. 1. Карта террейнов и перекрывающих комплексов юго-западного обрамления Сибирского кратона. Составлено на основе геодинамической карты [Rafikov et al., 2003] с упрощениями.**

Островодужные террейны: ЗСТ — Западно-Саянский, КАТ — Кузнецко-Саянский, ГАТ — Горноалтагский, УВТ — Удино-Витимский. На врезке серым показано местоположение структур Алтае-Байкальского орогена на юго-западной окраине Сибирского кратона.

1–5 — тектоностратиграфические террейны: 1 — Сибирский кратон и кратонные террейны: АК — Актитканский (вулканоплутонический пояс, РР), АН — Ангаро-Канский (гранулит-амфиболитовый, РР), БР — Бирюсинский (гранулит-амфиболитовый, АР?–РР), КН — Канский (метаморфический, РР), МС — Муиский (метаморфический, АР?–РР), НЧ — Нечерский (гранулит-гнейсовый, АР?–РР), ТД — Тонодский (зеленосланцевый, РР), ТН — Туманшетский (амфиболитовый, РР), УР — Урикско-Ийский (зеленосланцевый, РР), ЧС — Чуйский (паргнейсовый, АР–РР), ШЖ — Шарыкалтайский (гранулит-гнейсовый, АР–РР); 2 — островодужные террейны (включая микроконтиненты, составные террейны с позднекембрийско-палеозойским чехлом: ДБ — Дербинский, ТМ — Тувино-Монгольский; 3 — островодужные террейны (включая офиолитовые пояса, обозначенные темным, комплексы аккреционных призм, островных дуг и задугового бассейна): БК — Бийско-Катунский (задугового бассейна, V-С), БМ — Байкало-Муиский (нерасчлененный, NP), БТ — Батеневский (задугового бассейна, V-С), ДЖ — Джидинский (нерасчлененный, V-С), ЗК — Золотокутатский (аккреционной призм и островной дуги, V-С), КВ — Кувайский (аккреционной призм, NP), КИ — Кийский (островной дуги, V-С), КК — Кизир-Казырский (нерасчлененный, V-С), КТ — Куртушибинский (аккреционной призм, V-С), МР — Мрасский (островной дуги и задугового бассейна, V-С), ПР — Предивинский (аккреционной призм и островной дуги, NP), СЛ — Салаирский (нерасчлененный, V-С), СС — Северосаянский (аккреционной призм и островной дуги, V-С), ТЕ — Терсинский (островной дуги и задугового бассейна, V-С), ТЛ — Телечий (аккреционной призм, V-С), ТН — Тануольский (островной дуги и задугового бассейна, V-С), УВ — Удино-Витимский (нерасчлененный, V-С), УЛ — Уйменско-Лебедской (островной дуги и задугового бассейна, С-О), ЧМ — Чульшманский (аккреционной призм, преимущественно океанический, V-С), УЧ — Улус-Чергинский (островной дуги, V-С), ХМ — Хамсаринский (островной дуги, V-С); 4 — турбидитовые террейны, континентальные окраины: АЧ — Ачуйско-Чуйский (С-С), ИК — Икатский (задугового бассейна? V-С), ОК — Олокигский (MR?–NP), ЦС — Центрально-Саянский (С-С), ЧР — Чарышский (С-С); 5 — метаморфические террейны неясной геодинамической природы и возраста: БР — Баргузинский, ХД — Хамардабанский; 6–9 — перекрывающие комплексы: 6 — плитный комплекс Сибирской платформы (NP–MZ), включая БП — Байкало-Патомскую зону прогибов (NP) в составе Байкало-Витимской области, 7 — комплексы раннепалеозойских бассейнов: БИ — Бийский (молаассовый, O-S); МА — манский (осадочный, V-С), ХС — Хемчитско-Систихемский (молаассовый, O-S), 8 — комплексы позднепалеозойских — раннемезозойских бассейнов: АГ — Атульский (вулканогенно-осадочный, молаассовый, D-MZ), КЗ — Кузнецкий (молаассовый, D-MZ), включает трапповый комплекс, Р-Т), МН — Минусинский (вулканогенно-осадочный, молаассовый, D-Р), ТВ — Тувинский (вулканогенно-осадочный, молаассовый, D-С), ТК — Томь-Кольванский (тыловой, вулканогенно-осадочный, D-С), ХМ — Хмельевский (тыловой, вулканогенно-осадочный, D-С), 9 — Алтайский вулканоплутонический пояс (D-С), 10 — важнейшие разломы с указанием сдвиговой или надвиговой кинематики аккреционных и постаккреционных перемещений, буквами в кружках обозначены сдвиги: ББ — Бортой-Большереченский, ВС — Восточно-Саянский, ГС — Главный Саянский, КА — Кузнецко-Алтайский, КД — Кандатский, СВ — Селенгино-Витимский, СТ — Саяно-Тувинский, ТК — Тугтуй-Кондинский, ХА — Хангайский, ЧТ — Чарышко-Теректинский; 11 — прочие разломы и другие геологические границы.

ного клина, бассейновые фации тыловой и фронтальной части палеодуги, а также другие комплексы, «вошедшие» в структуру или связанные с эволюцией островодужной системы. Таким образом, эти террейны представляют собой крупные фрагменты венд-кембрийской активной окраины.

**Западно-Саянский террейн.** В структуре террейна различаются три крупных тектонических элемента: Северосаянский, Центрально-Саянский и Куртушибинский. Центрально-Саянский элемент имеет структуру прогиба, выполненного ордовикско-силурийскими терригенными комплексами, формирование которых происходило в условиях шельфа окраинного моря [Yolkin et al., 2003]. Они перекрывают аккреционное основание, выведенное на поверхность по периферии прогиба. Здесь, в строении Северосаянского и Куртушибинского структурных элементов широко распространены венд-кембрийские вулканогенные комплексы островодужного генезиса.

В пределах Северосаянской полосы сохранился практически полный набор комплексов островной дуги. На юге во фронтальной части палеодуги развиты комплексы аккреционной призм (Джебашско-Амыльская подзона), представленные метатерригенными породами с прослоями базальтов, туфов и мраморов, а также крупными тектоническими пластинами офиолитов [Симонов и др., 1994, 1995]. Латеральный ряд островодужных структур на север наращивают раннекембрийские турбидиты преддугового прогиба (Шаманско-Майнская подзона), а следом располагаются комплексы вулканической дуги (Кизасско-Монокская подзона) [Берзин, Кунгурцев, 1996; Казанский и др., 1999; Руднев и др., 2005]. Венд-раннекембрийский интервал разреза характеризуется толеитовыми базальтами, а средний и поздний кембрий сложен дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серией с горизонтами терригенных пород, кремней и известняков [Берзин, Кунгурцев, 1996; Руднев и др., 2005]. Комплексы задугового бассейна и внутреннего склона дуги сохранились на северо-востоке террейна, где они представлены кембрийским флишем [Берзин, Кунгурцев, 1996].

Куртушибинский структурный элемент представляет фрагмент фронтальной части островной дуги с большим количеством офиолитов и может быть сопоставлен с Джебашско-Амыльской подзоной. Здесь установлен весь набор пород офиолитовой ассоциации от гипербазитов и габброидов субслоистого строения до комплекса параллельных даек и перекрывающих кремнисто-базальтовых толщ, а также metabазальтовая ассоциация ОВ-типа [Симонов и др., 1994]. Собственно островодужный комплекс представлен толщей известково-щелочных базальтов и андезибазальтов, сменяющихся вверх по разрезу терригенными породами и известняками.



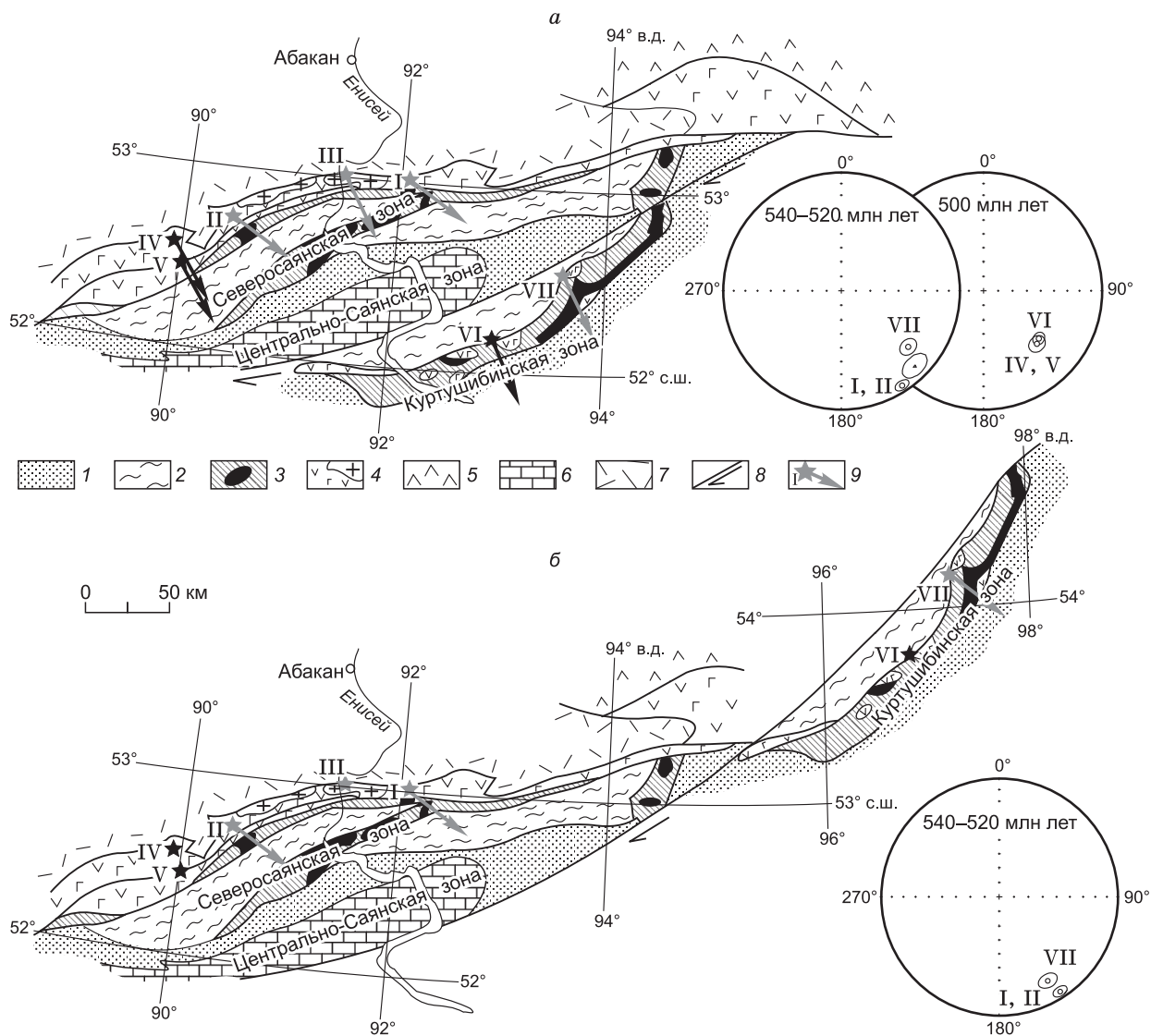
Взаимное положение Куртушибинского и Северосаянского элементов структуры Западно-Саянской палеоостровной дуги обусловлено сдвигом Куртушибинского фрагмента в юго-западном направлении [Берзин, 1995; Казанский и др., 1999], что согласуется с имеющимися палеомагнитными данными (рис. 2, табл. 1). Для реконструкции использован эйлеров поворот Куртушибинского фрагмента на угол 20° вокруг точки с координатами 60° с.ш., 85° в.д. Такой поворот предполагает небольшое вращение и перемещение Куртушибинской тектонической пластины по правилу правого сдвига, при этом координаты венд-раннекембрийских (540—520 млн лет) полюсов становятся не различимыми в пределах ошибки определения, а куртушибинские комплексы надстраивают аналогичные по геодинамическому типу комплексы Джебашско-Амыльской подзоны (см. рис. 2). Палеомагнитные полюсы Северосаянского и Куртушибинского структурных элементов для средне- и позднекембрийского интервала (около 500 млн лет) при их современном взаимном положении не различаются (см. рис. 2, табл. 1). Логично предположить, что реконструируемый продольный сдвиг произошел в течение первой половины кембрия, во время активной субдукции. Такая ситуация характеризует режим косой субдукции. Тем не менее главная фаза деформаций приходится на конец кембрия—ордовик как результат аккреционного события [Берзин, Кунгурцев, 1996; Кунгурцев и др., 2001; Владимиров и др., 2003]. Более поздние сдвиговые деформации в конце палеозоя [Буслов и др., 2003; Буслов, 2011] могли усложнить общую структуру

Таблица 1. Координаты палеомагнитных полюсов островодужных террейнов Алтае-Байкальского раннекаледонского орогена и Сибирского кратона

№ п/п	Террейн	Возраст, млн лет	Тест	Палеомаг. полюс			Источник
				Plat	Plong	A <sub>95</sub>	
1	Куртушибинский	V-C <sub>1</sub> (540)	—	-27.1	129.9	5.7	[Диденко и др., 1994]
2	»	C <sub>2-3</sub> (500)	F+	-38.1	130.8	4.1	[Метелкин, 1998]
3	Северосаянский	C <sub>1</sub> (520)	R+, F+, BC+	-11.9	135.6	8.0	[Казанский и др., 1999*]
4	»	C <sub>2-3</sub> (500)	F+	-36.3	134.9	5.6	[Метелкин, 1998]
5	Горноалтайский	V-C <sub>1</sub> (540)	R+, F+	18.6	359.2	7.1	[Казанский и др., 1998*]
6	»	C <sub>2-3</sub> (500)	R+, F+	-38.2	142.3	4.5	»
7	Батеневский	C <sub>1</sub> (520)	F <sub>0</sub>	-27.9	77.4	7.9	[Метелкин, Козьмин, 2012]
8	»	C <sub>2</sub> (505)	R+, F+	-41.2	100.6	3.7	»
9	»	C <sub>2</sub> (500)	R+, F+	-37.9	144.1	8.9	»
10	Золотокитатский	C <sub>1</sub> (540)	F <sub>0</sub>	-1.1	26.8	5.3	[Метелкин, 1998*]
11	»	C <sub>2-3</sub> (500)	R+, F+	-14.6	177.2	3.2	[Метелкин и др., 2000*]
12	Кийский	V-C <sub>1</sub> (540)	F+	-23.0	62.5	4.1	[Казанский и др., 2003a]
13	»	C <sub>1-2</sub> (510)	F <sub>0</sub>	-35.0	86.2	3.2	»
14	»	C <sub>2-3</sub> (505)	—	-43.1	109.1	5.4	»
15	»	O <sub>1</sub> (480)	F+	-43.3	133.5	4.7	»
16	Терсинский	V-C <sub>1</sub> (540)	R <sub>0</sub>	-15.6	44.6	8.0	[Казанский и др., 2003б]
17	»	C <sub>2-3</sub> (500)	F <sub>0</sub>	-37.4	132.8	7.2	»
18	Еравнинский	C <sub>1</sub> (540)	R+, F+	21.0	8.8	4.2	[Метелкин и др., 2006]
19	»	C <sub>2-3</sub> (500)	F+	-50.6	124.1	1.8	»
20	Сибирский континент	V-C <sub>1</sub> (540)	—	-29.3	59.7	8.3	[Казанский, 2002]
21	»	V-C <sub>1</sub> (540)	—	-59.7	118.6	6.4	[Shatsillo et al., 2006]
22	»	C <sub>1</sub> (520)	—	-37.0	139.0	11.0	[Печерский, Диденко, 1995]
23	»	C <sub>1</sub> (520)	—	-43.4	143.2	22.0	[Cocks, Torsvik, 2007]
24	»	C <sub>3</sub> (500)	—	-36.0	129.0	8.0	[Печерский, Диденко, 1995]
25	»	C <sub>3</sub> (500)	—	-38.9	135.0	3.7	[Cocks, Torsvik, 2007]

Примечание. Возраст — принимаемый возраст полюса, тест — палеомагнитный тест: R — обращения, F — складки, BC — отжига, + — положительный результат теста, 0 — неопределенный результат. Координаты палеомагнитного полюса: Plat — широта, Plong — долгота, A<sub>95</sub> — 95 %-й овал доверия, источник — библиографическая ссылка, откуда заимствовано определение.

\* Заимствовано частично, координаты полюса отличаются от представленного в публикации и определены с дополнениями и обобщениями, представленными в [Казанский, 2002; Метелкин, 2010].



**Рис. 2. Палеомагнитно-тектоническая реконструкция структуры Западно-Саянского островодужного террейна.**

*а* — схема строения Западно-Саянского террейна [Казанский и др., 1999], 1—11 — геодинамические комплексы: 1 — внешнего склона островной дуги; 2 — аккреционной призмы; 3 — океанические в составе аккреционной призмы с телами гипербазитов; 4 — вулканической дуги нерасчлененные с телами плагиогранитов; 5 — тыловой части островной дуги; 6, 7 — перекрывающих отложений: 6 — ордовикско-силурийского, 7 — девонского возраста; 8 — разломы, в том числе сдвиги; 9 — местоположение изученных разрезов, где светлые стрелки указывают направление вектора намагниченности для комплексов венда—раннего кембрия (540—520 млн лет), темные стрелки — то же для комплексов позднего кембрия (около 500 млн лет): I — базальты, туфо-песчаники, алевролиты нижнемонокской свиты по р. М.Шушь [Казанский и др., 1999]; II — базальты нижнемонокской свиты и туфопесчаники верхнемонокской свиты по руч. Герасимов [Казанский и др., 1999], III — габбро дайкосиллового комплекса в районе д. Сизая [Казанский, 2002], IV — песчаники и алевролиты арбатской свиты в районе п. Абаза [Метелкин, 1998], V — песчаники и алевролиты арбатской свиты по р. Конжунь [Метелкин, 1998], VI — песчаники аласутской свиты в районе ст. Саяны [Метелкин, 1998], VII — габбро дайкового комплекса по р. Коярд [Диденко и др., 1994], на стереограммах справа — положение палеомагнитных полюсов, рассчитанных по направлениям с соответствующими номерами;

*б* — реконструированное положение Куртушибинского структурного элемента Северосаянского (в современных координатах последнего), для реконструкции использован эйлеров поворот на угол 20° вокруг точки с координатами 60° с.ш. 85° в.д., на стереограмме справа показано положение палеомагнитных полюсов после указанного поворота.

террейна, особенно вдоль южной и западной границ и нарушить сложившиеся структурные взаимоотношения с соседними террейнами.

**Кузнецко-Алатауский террейн.** Террейн образован преимущественно кембрийским субдукционно-аккреционным комплексом, в составе которого присутствует весь набор осадочных, вулканогенных, магматических и метаморфических пород, присущих островодужным системам [Берзин, Кунгурцев, 1996; Алабин, Калинин, 1999; Метелкин, Козьмин, 2012]. В его строении мы остановимся на четырех структурных элементах: Золотокитатском, Кийском, Терсинском и Батеневском (см. рис. 1). Каждый из них обладает своеобразным тектоническим стилем, но является фрагментом одной палеоостровной дуги [Метелкин, Козьмин, 2012]. Золотокитатский элемент представлен комплексами внешней части этой дуги (аккреционной призмы, преддугового прогиба). Кийский элемент отвечает магматической дуге. Терсинский и Батеневский элементы в основном характеризуются комплексами внутреннего склона палеоостровной дуги и задугового бассейна [Хераскова, Гаврилова, 1996; Берзин, Кунгурцев, 1996; Казанский и др., 2003а,б; Метелкин, Козьмин, 2012].

В основании разрезов присутствуют контрастно дифференцированные дацит-трахилейкобазальтовые и липарит-базальтовые серии OIB-типа, которые перекрыты осадочной толщей, аналогичной по составу и строению карбонатным «шапкам» палеосимаунтов [Хераскова, Гаврилова, 1996; Летникова и др., 2011б]. Раннеостроводужный комплекс образуют венд-нижнекембрийские базальтоидная и липарит-лейкобазальтоидная серии, сопоставимые с толеитами островных дуг. С ними ассоциируют плагиограниты офиолитового ряда, U-Pb возраст которых  $544 \pm 8$  млн лет [Владимиров и др., 1999]. Комплекс зрелой островной дуги представлен среднекембрийскими последовательно дифференцированными сериями с ярко выраженным известково-щелочным составом и большим количеством пирокластике [Метелкин и др., 2000]. К областям распространения кембрийских вулканогенных пород приурочены массивы габбро-диорит-гранодиоритового и граносиенитового составов, U-Pb возраст которых определен в интервале 540—520 млн лет и также сопоставляется с режимом развития островной дуги [Владимиров и др., 1999, 2001]. Прекращение островодужного магматизма отмечается в позднем кембрии. В это время в преддуговых (Золотокитатская) и задуговых (Батеневская) структурах в зонах лавинной седиментации доминируют турбидиты. Формирование ордовикских пород связано с процессом аккреции, что отражено в появлении молассы и вулканоплутонического комплекса повышенной щелочности [Владимиров и др., 2001]. Пик гранитообразования  $475 \pm 5$  млн лет [Руднев и др., 2004] свидетельствует, что аккреция дуги отвечает раннекаледонскому этапу. К этому времени также приурочен интенсивный метаморфизм, проявленный вдоль наиболее крупных разломов надвиговой и сдвиговой кинематики [Алабин, Калинин, 1999].

Закономерности в расположении кембрийских палеомагнитных полюсов для названных элементов (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что современный структурный план террейна обусловлен сдвиговыми перемещениями названных элементов [Казанский и др., 2003а; Метелкин, Козьмин, 2012]. В качестве главной дизъюнктивной структуры, контролирующей эти перемещения, мы считаем Кузнецко-Алтайский глубинный разлом, который напрямую связан с кембрийской субдукционной сейсмофокальной зоной [Алабин, Калинин, 1999]. К нему приурочена сеть поперечных сдвигов, которые нарушают целостность Кузнецко-Алатауского террейна и ограничивают названные структурные элементы. Причиной формирования раннекаледонской трансформно-сдвиговой системы, так же как и для Западного Саяна, предполагается режим преобладающей косой субдукции и последующей аккреции [Метелкин, Козьмин, 2012]. Более поздние деформации, фиксируемые в том числе геохронологическими данными [Владимиров и др., 2001, 2003; Буслов и др., 2003; Буслов, 2011], нужно связать с посторогенной транспрессионной стадией эволюции региона.

**Горноалтайский террейн.** Террейн представлен сложным структурным ансамблем, в составе которого присутствуют как раннепалеозойские, так и позднепалеозойские комплексы, сформированные на окраине или вблизи Сибирского палеоконтинента. Раннекаледонская структура отличается многократным чередованием тектонических пластин, сложенных комплексами различных частей венд-кембрийской островодужной системы.

Западная часть террейна — Ануйско-Чуйский прогиб, представлена терригенными комплексами кембрийского преддугового бассейна с характерными флишевым и олистостромовым строением [Буслов и др., 1998]. Среди них широко распространены конгломераты, в обломках которых присутствуют вулканогенные породы островодужного генезиса. Центральная часть террейна представлена комплексами аккреционной призмы и вулканической дуги [Buslov et al., 2002]. В аккреционных клиньях широко представлены фрагменты океанической коры, состоящие из офиолитов и палеоокеанических поднятий [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008, 2011]. Формирование базальтовой ассоциации вулканической дуги в венде—раннем кембрии происходило на океанической литосфере, что подтверждается присутствием бонинитов [Симонов и др., 1994; Добрецов и др., 2005; Сафонова и др., 2008, 2011]. Средне-позднекембрийские комплексы развитой островной дуги с известково-щелочными и шошонитовыми

сериями пород наряду с подстилающими образованиями аккреционного клина и примитивной дуги распространены преимущественно на востоке террейна в Уйменско-Лебедской зоне [Buslov et al., 2002]. Здесь же отмечены осадочно-вулканогенные разрезы, отмечающие условия задугового бассейна.

Время аккреции Горноалтайской островной дуги к Сибирскому палеоконтиненту зафиксировано в тремадосской складчатости, метаморфизме и перерыве в осадконакоплении [Елкин и др., 1994; Dobtretsov et al., 2003; Добрецов, Буслов, 2007] и знаменуется внедрением корово-мантийных гранитоидов [Владимиров и др., 1999, 2003; Коваленко и др., 2003]. Ar-Ar, U-Pb и Rb-Sr изотопные цифры для этих интрузий образуют пик около 490 млн лет [Владимиров и др., 1999; Dobtretsov et al., 2003; Добрецов, Буслов, 2007].

Палеомагнитные исследования Горноалтайского террейна [Печерский и др., 1994; Казанский и др., 1998; Казанский, 2002; Буслов и др., 2003] приводят к выводу о том, что его современная структура обусловлена тектоническим совмещением различных элементов островной дуги по сдвигам субмеридионального простирания. При этом сдвиги проявлены не только при раннекаледонской аккреции, но и на герцинском коллизионном этапе при столкновении с Киргизско-Казахстанским супертеррейном на фоне вращения Сибирской плиты по часовой стрелке [Метелкин и др., 2012]. В результате первоначальная палеогеографическая зональность Горноалтайского тектонического элемента претерпела существенные изменения [Казанский, 2002; Буслов и др., 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011]. Однако имеющийся сегодня набор палеомагнитных данных по венд-раннепалеозойским комплексам Горного Алтая (см. табл. 1) не позволяет определить стиль преобразования и масштабы взаимных перемещений фрагментов структуры террейна во время раннекаледонской аккреции, однако подтверждает геологические сведения о их структурной и генетической связи с островодужными ассоциациями Кузнецко-Алатауского террейна, с одной стороны и Западно-Саянского террейна, — с другой.

**Удино-Витимский (Еравнинский) террейн.** Террейн расположен к югу от оз. Байкал, на периферии Байкало-Витимской складчатой области [Гордиенко и др., 2010]. Здесь среди палеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита вдоль долины р. Уда и Витим в северо-восточном направлении цепочкой прослеживаются «ксенолиты» кембрийских вулканогенно-осадочных комплексов островодужного генезиса [Гордиенко и др., 2010]. Юго-западным «продолжением» островной дуги могут быть вулканогенные образования Джидинской зоны [Гордиенко и др., 2007; Зорин и др., 2009] и таннуольско-хамсаринские комплексы Тувинского региона [Монгуш и др., 2011], через которые предполагается структурная связь Удино-Витимского террейна с вышеописанными островодужными террейнами Алтае-Саянской области. К северу, во внешней Баргузино-Витимской части складчатой области и среди вулканитов западного фланга террейна представлены фаунистически охарактеризованные карбонатные, а также терригенные и терригенно-вулканогенные отложения, объединяемые в составе Икатского террейна, которые севернее преобразованы в результате метаморфизма до кристаллических сланцев и гнейсов раннекембрийского облика и рассматриваются в составе Баргузинского террейна [Беличенко и др., 2006]. Современный всесторонний анализ названных комплексов свидетельствует о том, что их формирование связано с условиями задугового бассейна Удино-Витимской островной дуги [Беличенко и др., 2006; Зорин и др., 2009].

Для комплекса вулканической дуги наиболее характерной является нижнекембрийская базальт-андезит-дацит-риолитовая серия, наиболее распространенная в Заза-Холойском междуречье, в пределах так называемой Еравнинской вулканотектонической структуры [Гордиенко и др., 2010]. В состав островодужной ассоциации наряду с лавами и туфами входят турбидиты, представленные преимущественно вулканомиктовыми породами, а также известняки с остатками водорослево-археоциатовых биогерм и трилобитов [Постников и др., 1997]. Раннекембрийский возраст ( $529 \pm 3$  и  $516 \pm 5$  млн лет) подтверждается данными U-Pb изотопного датирования плагиориолитов в кровле толщи [Гордиенко и др., 2010].

Заключительному этапу формирования островодужной ассоциации отвечают интрузии габбро, диоритов, тоналитов и плагиогранитов, становление которых могло привести к разнотемпературному метаморфизму вулканогенно-осадочных пород [Гордиенко, 2006].

Аккреция островной дуги предполагается на рубеже кембрия—ордовика. С этим этапом можно связать деформацию структур Баргузино-Икатского окраинного бассейна и последующий метаморфизм, появление в структуре области покровно-надвиговых и протяженных сдвиговых зон [Зорин и др., 2009; Федоровский и др., 2010].

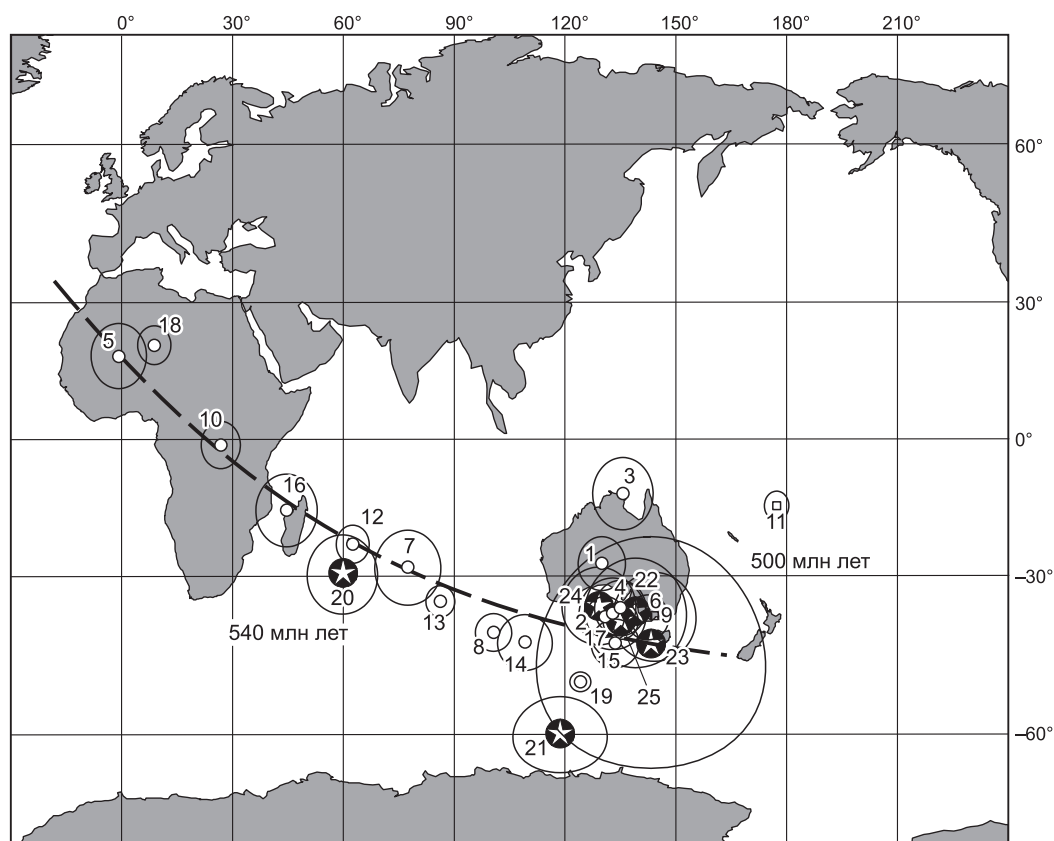
Проведенные первые палеомагнитные исследования кембрийских комплексов в пределах Еравнинской вулканотектонической структуры позволили получить палеомагнитные направления, которые, как предполагается авторами, могут отвечать двум основным рубежам развития островодужной системы: раннему кембрию — стадии активного вулканизма и субдукции и позднему кембрию — стадии аккреции островных дуг [Метелкин и др., 2006]. Положение полученных палеомагнитных полюсов (см. табл. 1) сопоставимо с полюсами островодужных террейнов Алтае-Саянской области, что подтверждает предположение о вероятной генетической и структурной связи раннепалеозойских островодужных ком-



плексов Алтае-Саянской и Байкало-Витимской областей. Логично предположить, что кинематика раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского кратона должна подчиняться одним и тем же законам, а структура Баргузино-Витимской системы может рассматриваться в качестве «продолжения» ранних каледонид центральной части Алтае-Саянской области.

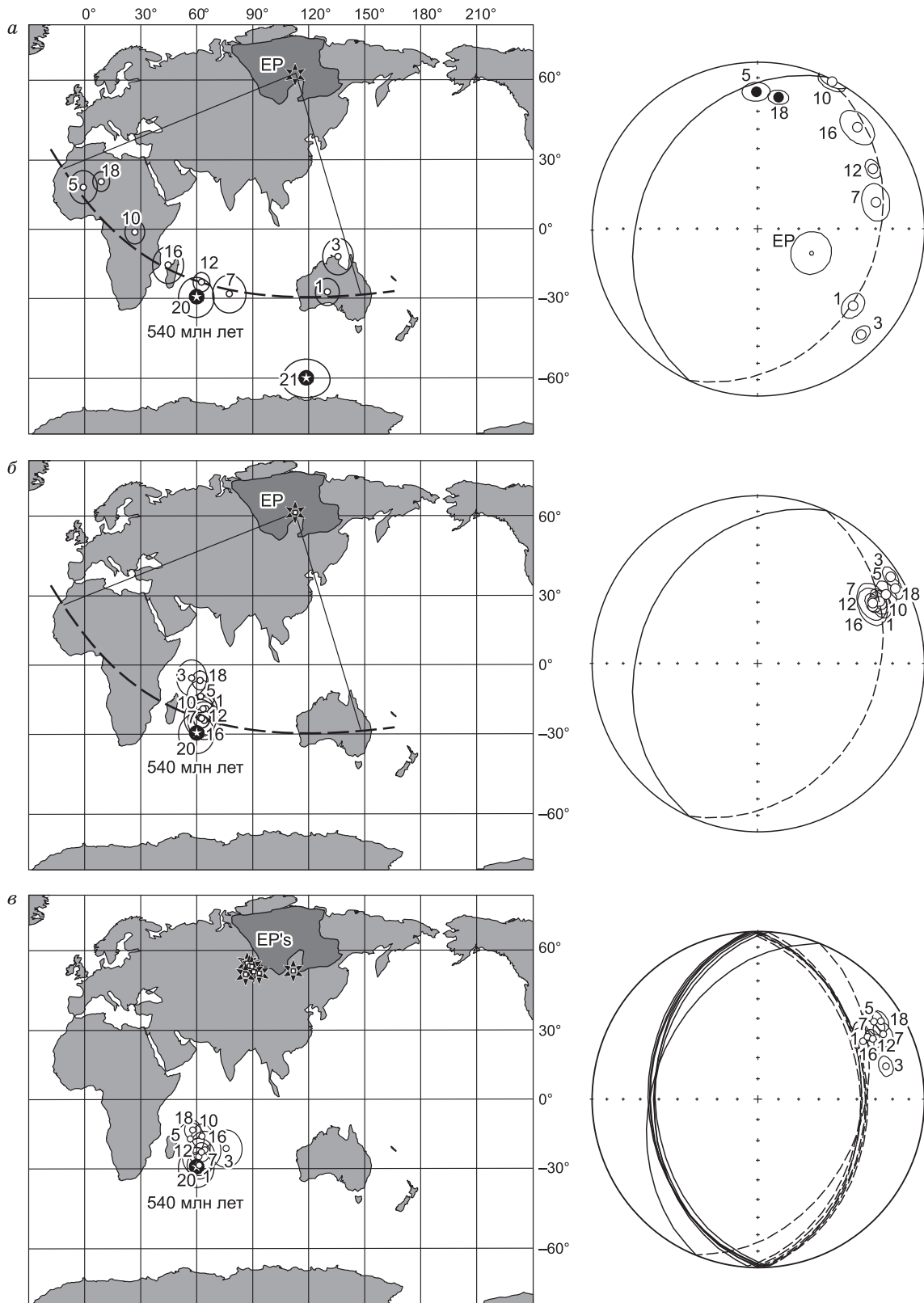
### АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Распределение палеомагнитных полюсов для интервала поздний венд—кембрий—ранний ордовик описанных выше островодужных террейнов Алтае-Байкальского орогена (см. табл. 1) подчиняется вполне определенным закономерностям. В первую очередь отчетливо видно, что полюсы второй половины кембрия и раннего ордовика занимают компактное пространство к югу от Австралии, а венд-раннекембрийские полюсы вытянуты от них по дуге через о. Мадагаскар, внутренние области Центральной Африки до территории пустынь Сахары (рис. 3). Фактически оказывается, что венд-раннекембрийские полюсы с учетом ошибки определения расположены вдоль дуги большого круга с центром в точке  $61^\circ$  с.ш.,  $114^\circ$  в.д.  $A_{95} = 10^\circ$  (рис. 4). Соответствие палеомагнитных полюсов дуге большого круга означает, что в начале кембрия островодужные террейны Алтае-Байкальского орогена представляли фрагменты единой системы, деформация которой связана со сдвигами, при которых ее структурные элементы оказались сдвинуты на различное расстояние (повернуты на различный угол). Ниже приведены рассчитанные углы необходимого поворота каждого фрагмента и координаты соответствующих палеомагнитных полюсов после такого поворота (табл. 2). Для восстановления взаимного пространственного положения фрагментов венд-кембрийской островной дуги в качестве фиксированного блока, к положению которого «приводятся» другие структурные элементы, можно принять любой из них. В данном случае за фиксированный блок, в современных координатах которого выполняются построения, принят Кийский структурный элемент Кузнецко-Алатауского террейна. Этот тектонический блок удобен по двум причинам. Во-первых, он наиболее подробно охарактеризован палеомагнитными данными, вос-



**Рис. 3. Положение палеомагнитных полюсов островодужных террейнов юго-западной окраины Сибирского кратона.**

Номера у полюсов соответствуют порядковым номерам определений в табл. 1, звездочками показаны полюсы Сибирского континента (см. табл. 1), овалы вокруг полюсов соответствуют 95 % овалам доверия, штриховой линией показана дуга, вдоль которой расположены полюсы.



**Рис. 4. Положение раннекембрийских (540—520 млн лет) полюсов островодужных террейнов на географической сетке (слева) и стереограммах (справа).**

*a* — иллюстрация расположения полюсов вдоль дуги большого круга с центром в EP — полюс Эйлера; *б* — положение полюсов после поворота вокруг EP в соответствии с табл. 2; *в* — положение полюсов после поворота вокруг эйлеровых полюсов EP's, координаты которых совпадают с координатами точек опробования (см. табл. 2).

Цифры у полюсов соответствуют порядковым номерам определений в табл. 1 и овалы вокруг полюсов соответствуют 95 % овалам доверия.

Таблица 2. Координаты раннекембрийских (540—520 млн лет) палеомагнитных полюсов островодужных террейнов после поворота вокруг точки с координатами 61° с.ш., 114° в.д. и вокруг точек палеомагнитного опробования

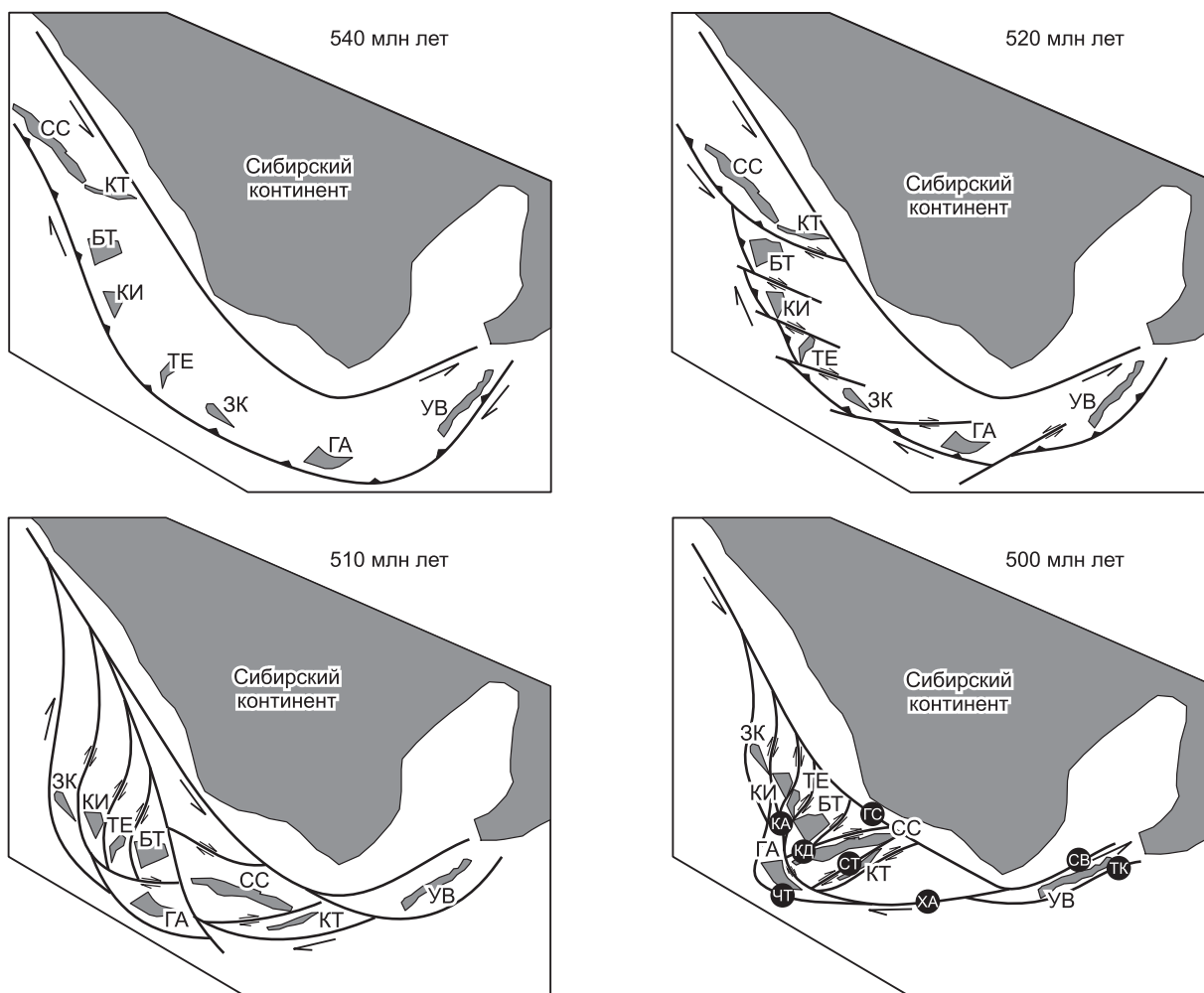
№ п/п	Террейн	Угол	A <sub>95</sub>	ERPole		GP		GRPole	
				Plat	Plong	Lat	Long	Plat	Plong
12	Кийский	fix	4.1	-23.0	62.5	55.5	88.0	-23.0	62.5
5	Горноалтайский	+70	7.1	-13.5	62.0	51.7	86.2	-17.3	56.5
18	Еравнинский	+60	4.2	-6.5	61.7	53.0	111.7	-13.4	57.8
10	Золотокитатский	+40	5.3	-18.9	63.3	55.7	87.0	-16.1	62.8
16	Терсинский	+20	8.0	-23.9	63.9	54.8	88.2	-22.0	64.3
7	Батеневский	-15	7.9	-22.8	61.8	54.5	89.5	-24.9	61.1
1	Куртушибинский	-60	5.7	-18.8	64.7	52.2	93.5	-28.5	61.3
3	Северосаянский*	-60	8.0	-5.4	57.2	52.7	90.5	-21.4	75.7

Примечание. № п/п — порядковый номер определения в табл. 1; угол — величина поворота (угол в градусах) по часовой стрелке (+) и против часовой стрелки (-), Кийский террейн фиксирован (fix); A<sub>95</sub> — 95 %-й овал доверия для соответствующего палеомагнитного полюса; ERPole — координаты палеомагнитных полюсов после поворота вокруг полюса Эйлера с координатами 61° с.ш., 114° в.д.: Plat — широта, Plong — долгота, GP — географические координаты точки палеомагнитного опробования, принятые за полюс Эйлера. GRPole — координаты палеомагнитных полюсов после поворота вокруг GP: Plat — широта, Plong — долгота.

\* Полюс Северосаянского террейна предварительно совмещен с Куртушибинским, для этого использован эйлеровый поворот на -20° вокруг точки 60° с.ш., 85° в.д. (пояснения в тексте).

становленный тренд кажущегося движения полюса (ТКДП) в интервале 540—480 млн лет включает данные на четыре временных среза (см. табл. 1), что позволяет максимально детально восстановить кинематику перемещения этого фрагмента и, соответственно, всей островодужной системы. Во-вторых, ТКДП Кийского блока наилучшим образом соответствует траектории КДП Сибирского кратона в ее современном варианте [Метелкин и др., 2012]. Несмотря на то, что данный интервал в ТКДП Сибири дискуссионный и является в основном результатом интерполяции [Метелкин и др., 2012], тем не менее отмеченное сходство может вполне достоверно означать, что кинематика Кийского блока характеризует не только эволюцию активной окраины, но и дрейф Сибирской континентальной плиты. Отмечу, что высказанная идея не постулирует совпадения полюсов Сибирского кратона и Кийского блока начиная с рубежа венда—кембрия. Это означало бы отсутствие перемещений последнего относительно кратона с момента заложения островной дуги. Строго одновозрастные полюсы кратона и Кийского блока до конца кембрия могут отличаться. Однако различия в положении полюсов подчиняются уже описанной закономерности, т.е. они расположены вблизи дуги большого круга. Фактически предполагается, что деформация активной континентальной окраины Сибири обусловлена сдвиговой тектоникой, контролируемой поворотом континентальной плиты. Для сравнения в табл. 1 и на рис. 3, 4 приведено несколько вариантов возможного положения палеомагнитных полюсов кембрия Сибири.

Взаимное положение реконструированной таким образом системы островных дуг показано на рис. 5. Островодужные террейны образуют структуру, близкую к линейной. При этом они расположены в такой последовательности, из которой с необходимостью вытекают доминирующие в раннем палеозое сдвиговые перемещения правосторонней (!) кинематики (см. рис. 5). Сама протяженная островная дуга в соответствии с полученными данными располагалась в экваториальной полосе (5—15° с.ш.), имела преимущественное субширотное восток-юго-восточное простираие и была развернута относительно современного положения так, что фронтальные части террейнов обращены на север. Однако главный правосторонний сдвиг вряд ли характерен для механизма деформации юго-западной периферии Сибирского кратона в начале палеозоя. Исходя из восстановленного тренда палеомагнитных полюсов Кийского [Казанский и др., 2003а] и Батеневского [Метелкин, Козьмин, 2012] структурных элементов, а также ТКДП Сибирского кратона [Метелкин и др., 2012], реконструируемая островодужная система вместе с континентом испытывала плавный поворот по часовой стрелке с постепенным дрейфом южного направления. В соответствии с предложенной кинематической схемой, при этом перемещении необходимо создать тектонические условия, при которых террейны Западно-Саянского звена дуги испытывают явное «отставание», сдвигаясь относительно кратона по правилу левого сдвига, террейны Кузнецко-Алтайского звена, напротив, существенно «опережают», формируя тектонический дуплекс правосторонней сдвиговой системы, а Удино-Витимское звено остается практически на месте. Описанная тектоническая картина (см. рис. 5) является возможной, но при этом чрезвычайно сложная, а значит — малореалистичная.



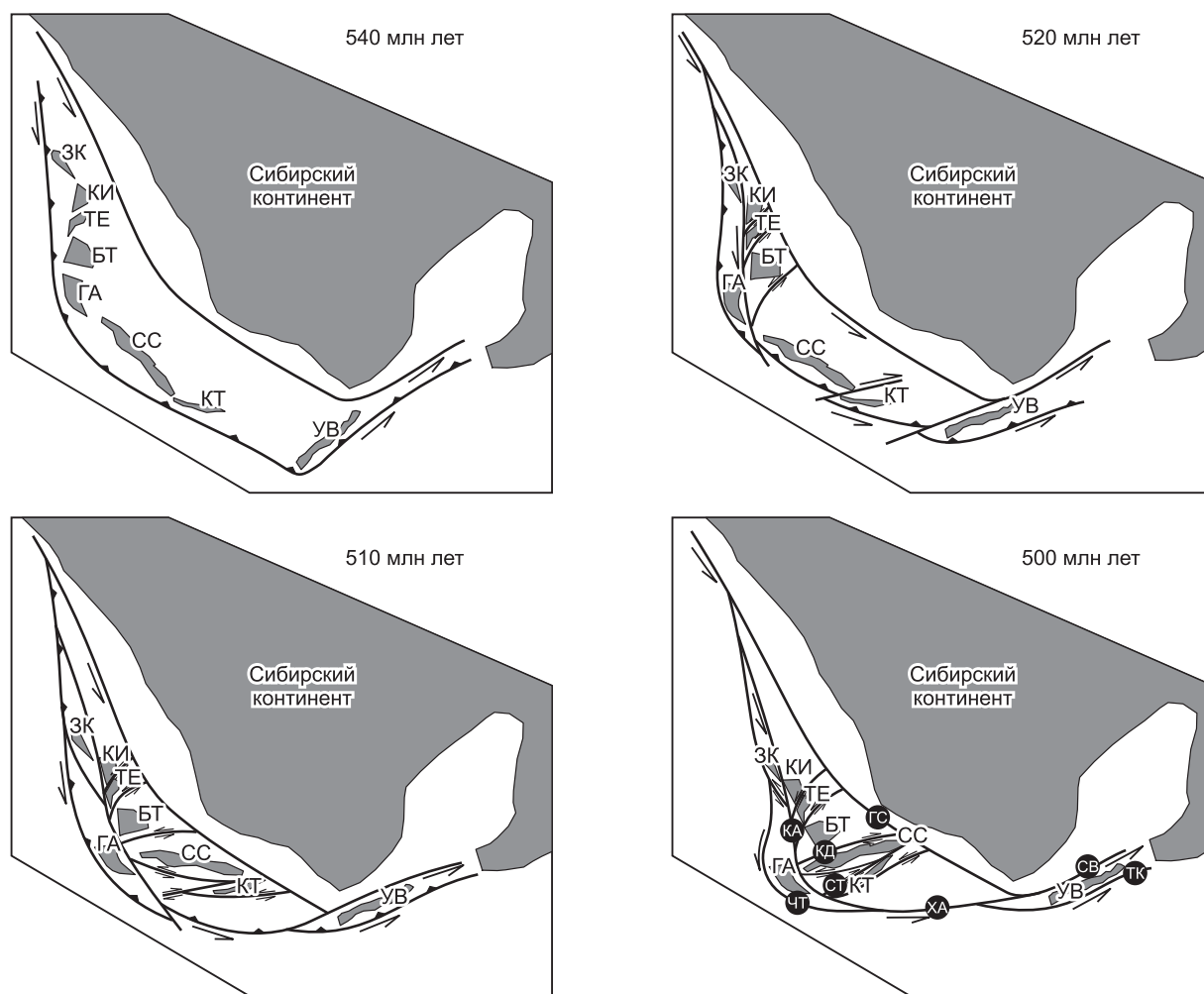
**Рис. 5. Кинематическая схема эволюции структуры активной континентальной окраины Сибири в кембрии согласно палеомагнитным данным (вариант 1).**

Построено в координатах Кийского блока, буквами обозначены островодужные террейны и их структурные элементы: ЗК — Золотокитатский, КИ — Кийский, ТЕ — Терсинский, БТ — Батеневский, ГА — Горноалтайский, СС — Северосаянский, КТ — Куртушибинский, УВ — Удино-Витимский. Буквы в кружках — условное положение важнейших сдвигов, представленных в современной структуре области (см. рис. 1): ГС — Главный Саянский, КА — Кузнецко-Алтайский, КД — Кандатский, СВ — Селенгино-Витимский, СТ — Саяно-Тувинский, ТК — Тугнуй-Кондинский, ХА — Хангайский, ЧТ — Чарышко-Теректинский.

Достичь совпадения палеомагнитных полюсов раннего кембрия можно другим способом, а именно — поворотом структурных элементов островной дуги вокруг собственных эйлеровых полюсов, которые соответствуют точкам палеомагнитного опробования. Поскольку координаты этих точек незначительно отличаются от уже реконструированного полюса Эйлера, то угол поворота, необходимый для совпадения полюсов, можно оставить без изменений (см. табл. 2). По сути, для совмещения полюсов предлагается серия больших кругов, среднее значение нормали к которым отвечает координатам упомянутого полюса Эйлера (см. рис. 4). Однако тектоническое выражение таких манипуляций кардинально иное. Они предполагают, что деформация раннепалеозойской островодужной системы связана с вращением каждого структурного элемента вокруг своей вертикальной оси на различный угол, без смещения друг относительно друга. Такая кинематика также вполне возможна, но весьма неправдоподобна.

Наиболее реалистичной представляется комбинация описанных механизмов общего сдвига, при котором возникают условия для сегментации системы, относительных перемещений структурных элементов с их локальными поворотами. Однако установить вклад каждой из двух составляющих такого перемещения не представляется возможным. Несомненно, он может быть различным для реконструируемых элементов дуги и в основном зависит от положения в сдвиговой системе. Поскольку общий полюс Эйлера —  $61^\circ$  с.ш. и  $114^\circ$  в.д. соответствует центральной части кратона можно предположить, что де-





**Рис. 6. Кинематическая схема эволюции структуры активной континентальной окраины Сибири в кембрии согласно палеомагнитным данным (вариант 2).**

Построено в координатах Кийского блока, буквенные обозначения см. на рис. 5.

формация структуры его активной окраины обусловлена процессом «отставания» террейнов при общем вращении системы по часовой стрелке. Эта идея возникла и обсуждается уже давно [Берзин, 1995; Кунгурцев и др., 2001; Казанский, 2002; Metelkin et al., 2009; Метелкин и др., 2012]. Из модели с необходимостью следует наличие крупной сдвиговой системы левосторонней (!) кинематики вдоль окраины Сибири на границе океан—континент.

Предлагаемая кинематическая схема (рис. 6) наилучшим образом описывает выявленные закономерности в распределении палеомагнитных полюсов, имеющиеся геологические факты и с точки зрения кинематики перемещений выглядит относительно простой. Центральное положение в реконструируемой системе занимают структурные элементы Западно-Саянского звена. Взаимное положение Куртушибинского и Северосаянского фрагментов восстановлено поворотом первого вокруг точки с координатами  $60^\circ$  с.ш.,  $85^\circ$  в.д. на угол  $20^\circ$ , как было показано выше. Удино-Витимский террейн надстраивает систему на юго-восток в современных координатах. Вероятно, между Западно-Саянским и Удино-Витимским звеньями островодужной цепи можно предполагать развитие островодужных комплексов Таннуольско-Хамсаринской и Джидинской систем. Относительное перемещение Удино-Витимского террейна в рамках данной кинематической схемы описывается простым левым сдвигом влево, вдоль окраины кратона. В результате островодужные комплексы Еравнинского «ксенолита» оказались на существенном расстоянии от бывших «соседей» и запечатали с юга Икатский задуговой бассейн (см. рис. 6). На северо-запад от Западно-Саянского звена реконструируется Кузнецко-Алтайское звено активной окраины, включающее последовательно: Горноалтайский террейн, далее Батеневский, Терсин-

кий, Кийский и, наконец, Золотокитатский структурные элементы Кузнецко-Алатауского террейна. Деформация описанной системы предполагается в результате тектонического дуплексирования в режиме левого сдвига (см. рис. 6). Время заложения главных разломов можно отнести к самому началу формирования островодужной системы. Соответственно, процессы субдукции океанической коры проходили на фоне сдвига, т.е. в режиме косой субдукции [Берзин и др., 1994; Кунгурцев и др., 2001]. Таким образом, первичные субдукционные зоны могли постепенно быть трансформированы в крупноамплитудные сдвиги левосторонней кинематики (см. рис. 6). Доминирующее левосдвиговое перемещение фрагментов активной окраины, связанное с поворотом континентальной плиты, на этапе аккреции в условиях сжатия приводит не только к расчешуиванию, но и локальному вращению отдельных структурных элементов.

Одной из причин формирования такой деформационной картины могла стать сложная тектоническая обстановка, при которой во взаимодействии находятся несколько литосферных плит с разным направлением их дрейфа. Определенное подобие можно отыскать на примере современного строения западной части Тихого океана, включая Индонезийский архипелаг, в зоне активного взаимодействия Евразийской, Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит. Кинематическая картина и общая архитектура реконструируемой островной дуги на раннем этапе эволюции (540—520 млн лет назад) напоминает современную Зондскую островодужную систему. На ее Андаманском участке косая субдукция, обусловленная северным дрейфом Индо-Австралийской плиты, сопровождается формированием системы сдвигов, ориентированных вдоль простирания субдукционной зоны и нарушающих структуру Индонезийского архипелага и континентальной окраины Юго-Восточной Азии. Этому процессу расчешуивания активно «способствует» торцевое движение Тихоокеанской плиты на запад-северо-запад, поддерживающее общий режим сжатия. Определенную аналогию для более позднего, но все еще доаккреционного этапа эволюции реконструируемой кинематической картины (520—510 млн лет назад), можно увидеть в строении существенно «деформированной» Тихоокеанской системы островных дуг. Здесь на фоне западного дрейфа Тихоокеанской плиты при торцевом северном «давлении» со стороны Индо-Австралийской плиты вся активная окраина Евразии «разбита» на серию островодужных фрагментов (Филиппинская, Манильская, Рюкю, Идзу-Бонинская, Марианская), которые формируют сложный коллаж, обусловленный их относительными поворотами и взаимным смещением.

Результатом реконструируемого в кембрии взаимодействия литосферных плит стало формирование раннекаледонского структурного плана Алтае-Байкальской орогенической области. В конце кембрия—начале ордовика реконструируемая островодужная система аккрецирована к кратону, а ее фрагменты, распознаваемые в современной структуре в виде сложнопосторонних террейнов, заняли соответствующее взаимное положение (см. рис. 6). Совпадение позднекембрийских (около 500 млн лет) палеомагнитных полюсов вполне однозначно свидетельствует об этом (см. рис. 4). Тем не менее полного совпадения полюсов все-таки нет, что предполагает возможность пострanneкаледонских деформаций новообразованной структуры области. Причем механизм этих деформаций вновь связан со сдвигами. В среднем—позднем палеозое сдвиговые деформации описаны в Горном и Рудном Алтае, Западной Монголии и других частях Центральной Азии [Буслов и др., 2003; Казанский, 2002; Буслов, 2011]. Более того, большинство из указанных на схеме (см. рис. 6) важнейших сдвигов имеют, по геологическим и геохронологическим данным, позднепалеозойский возраст [Буслов и др., 2003; Буслов, 2011] и вынесены сюда условно в предположении о длительной и унаследованной истории их развития. Внутриплитные сдвиговые перемещения также характеризуют мезозойский тектонический этап. На основе палеомагнитных данных показано, что Евразийская плита после «главного» коллизионного события в конце палеозоя не являлась тектонически жесткой. Напротив, структуры Центральной Азии, «спаявшие» Евразийский континент, являлись местом концентрации сдвиговых деформаций, при этом основная роль отводится реактивированным позднепалеозойским сутурным зонам [Metelkin et al., 2010]. Кинематика позднепалеозойских и мезозойских сдвигов имеет четкую причинно-следственную связь с вращением Сибирского тектонического элемента по часовой стрелке [Metelkin et al., 2010] и, в определенном смысле, наследует кинематику раннекаледонской аккреции. Однако наиболее существенные перемещения, связываемые с коллизией Киргизско-Казахстанского, Алтае-Монгольского и других континентальных террейнов отдельно или в составе единого массива [Буслов, 2011] в позднем палеозое, равно как мезозойские внутриплитные перемещения должны быть перенесены на юго-западную (в современных координатах) периферию раннекаледонской Алтае-Байкальской области, главным образом вдоль Иртышской, Чарышско-Теректинской, вероятно Хангай-Хентейской реактивированных сдвиговых зон. Интенсивность деформаций и масштабы «поздних» сдвигов внутри обозначенной раннекаледонской структуры заметно меньше, иначе различия в положении полюсов были бы существенными. Это также подтверждается анализом палеомагнитных данных для позднего мезозоя [Metelkin et al., 2010]. Некоторое исключение составляет Золотокитатский структурный элемент Кузнецко-Алатауского террейна. Позднекембрийский полюс этого тектонического блока отличается от соответствующей группы полю-

сов на угол порядка  $50^\circ$ . Однако и он может быть совмещен с остальным поворотом вокруг точки, координаты которой  $52^\circ$  с.ш.,  $106^\circ$  в.д., что снова практически не отличается от описанных выше эйлеровых полюсов. Таким образом, полученные данные не отрицают важнейшую роль сдвиговой тектоники при формировании и реорганизации структуры Центральной Азии в конце палеозоя и мезозое [Metelkin et al., 2010; Буслов, 2011], а лишь подчеркивают вывод о том, что «поздние» сдвиговые перемещения концентрируются на периферии каледонских структур Алтае-Байкальской области и угасают в направлении к кратону [Metelkin et al., 2010].

## ОБСУЖДЕНИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Палеомагнитная информация, полученная по террейнам юго-западного обрамления Сибирского кратона, и выявленные закономерности в распределении кембрийских палеомагнитных полюсов позволяют создать объективную основу для пространственных палеотектонических реконструкций, восстанавливающих эволюцию структуры островодужной системы на окраине палеоконтинента в начале палеозоя. Аналогичных реконструкций довольно много [Şengör et al., 1993; Диденко и др., 1994; Buslov et al., 2001; Гордиенко, Михальцов, 2001; Кунгурцев и др., 2001; Казанский, 2002; Гордиенко, 2006; Хераскова и др., 2010]. Их правдоподобность зависит от большого количества разносторонних факторов. К числу наиболее серьезных проблем можно отнести две.

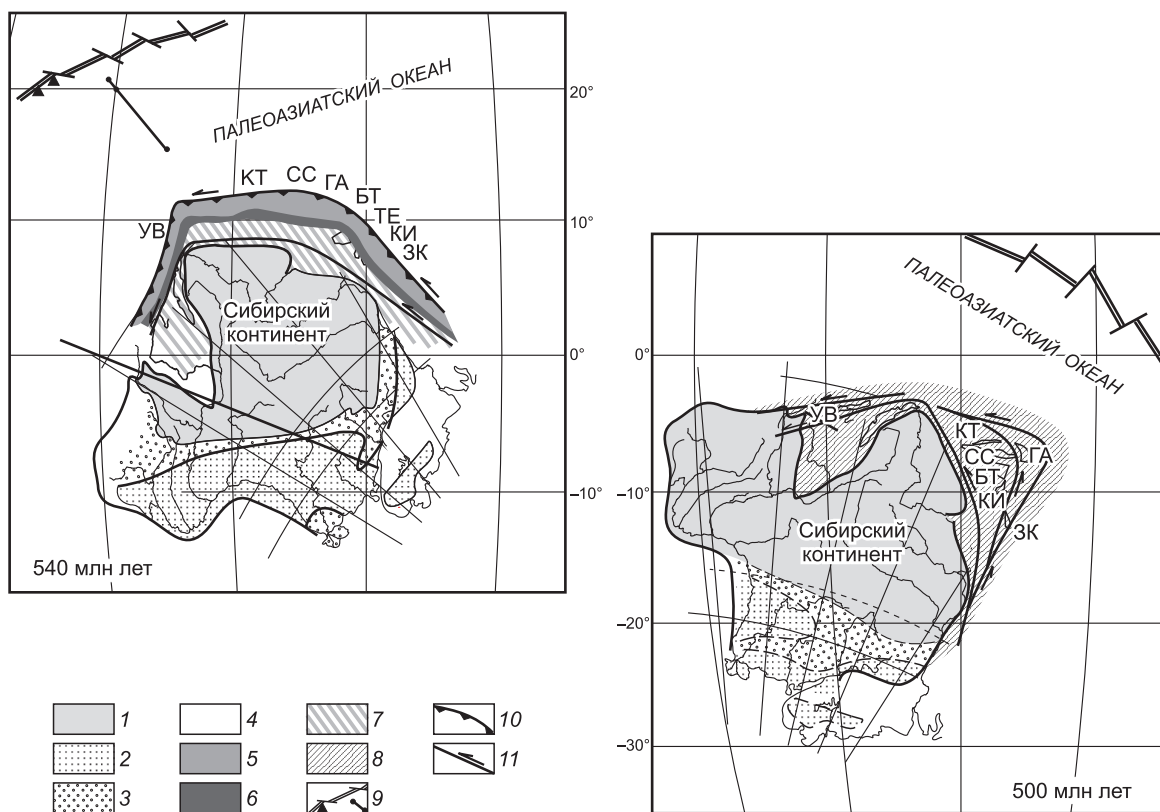
Первое, использование в реконструкции тектонических единиц, имеющих и не имеющих палеомагнитной характеристики. Такой подход представляется методологически неоправданным. Появление в конечной геодинамической модели большого числа блоков с неясной кинематикой приводит либо к безосновательному усложнению, либо, напротив, упрощению исходных посылок, имеющих вполне четкое обоснование.

Вторая проблема связана с несоответствием между кинематикой континента и террейнов, формирующих его обрамление. В большинстве реконструкций «уживаются» интенсивная перестройка островодужной системы, сопровождающаяся сложными перемещениями блоков на окраине, и практически стационарное положение континентальной плиты. Наиболее адекватное объяснение такой тектонической ситуации следует из модели, согласно которой, закрытие раннекаледонских бассейнов, амальгамация микроконтинентов и островных дуг, происходили без существенного взаимодействия с окраиной кратона, граница ранних каледонид и кратона предполагается трансформной [Коваленко и др., 2003]. Однако эта модель плохо удовлетворяет палеомагнитным данным.

Развитие подходов к построению моделей возможно через создание кинематических схем, увязывающих палеомагнитные данные. Схемы являются основой, на которую «накладывается» геологическая информация, что и превращает схему в палеотектоническую реконструкцию. Собственно геологическая информация при этом является мерой, согласно которой проверяется реалистичность принятой кинематической схемы и, наоборот, четкие закономерности в палеомагнитных данных могут стать причиной пересмотра взглядов на интерпретацию геологических фактов. Соответственно, чем лучше баланс между геологической и палеомагнитной фактурой, тем реалистичнее реконструируемая тектоническая картина.

Итак, при построении палеотектонической реконструкции предлагается опираться на кинематическую схему, согласно которой эволюция раннекаледонской структуры на юго-западе Сибири связана с аккрецией островной дуги при ведущей роли левых сдвигов, возникновение которых в зоне взаимодействия континентальной и океанической плит обусловлено вращением системы по часовой стрелке и косой субдукцией (см. рис. 6). Имеющиеся палеомагнитные данные (см. табл. 1) могут адекватно описывать два временных среза в тектонической истории региона — 540 и 500 млн лет.

Первый срез — около 540 млн лет назад соответствует ранней стадии развития активной окраины Сибирского континента. Согласно принятой кинематической схеме, террейны Кузнецко-Алтайского, Западно-Саянского и Удино-Витимского звеньев островной дуги формируют пояс, огибающий континентальную окраину Сибири на протяжении от Турухано-Игарской окраины до Забайкалья. Палеогеографическое положение островодужной системы реконструировано согласно палеомагнитному полюсу Кийского фрагмента, который мало отличается от полюса кратона [Метелкин и др., 2012]. Островная дуга занимает экваториальную область Северного полушария ( $5\text{--}15^\circ$  с.ш.) и вытянута в субширотном, восток-юго-восточном направлении вдоль современной западной окраины континента (рис. 7). Континент оказывается развернутым относительно современного положения на угол около  $120^\circ$ , что хорошо согласуется с фациальной зональностью для раннего кембрия [Кембрий..., 1992; Лучинина и др., 2000]. Перемещение и субдукция океанической плиты происходили косо (под углом) к простиранию активной окраины — с северо-запада на юго-восток (в древних координатах) под окраину континента, что согласуется с палеомагнитными данными по MORB и базальтами океанических островов Джидинской зоны [Гордиенко, Михальцов, 2001]. Континентальная плита, согласно сделанным предположениям и имеющимся палеомагнитным данным [Метелкин и др., 2012], в начале кембрия дрейфовала на юг с поворо-



**Рис. 7. Палеотектоническая реконструкция кембрийской эволюции западной окраины Сибирского континента [Метелкин, 1998; Казанский, 2002] с исправлениями и дополнениями. Палеофациальная зональность Сибирского континента, по [Кембрий..., 1992]. Данные по океаническим комплексам, согласно [Гордиенко, Михальцов, 2001].**

1—3 — Сибирский континент: 1 — отложения шельфа открытого моря, 2 — рифовые отложения, 3 — отложения лагунного типа; 4 — океаническая кора Палеоазиатского океана; 5 — комплексы фронтальной части островной дуги; 6 — комплексы вулканической дуги; 7 — комплексы тыловой части дуги и задугового бассейна; 8 — позднекембрийские аккреционные комплексы; 9 — спрединговые зоны, треугольниками показано положение MORB в составе Джидинского террейна, кружочками показано положение WPOIB в составе Джидинского террейна, штриховой линией показано реконструированное движение океанической плиты над горячей точкой; 10 — зоны субдукции; 11 — крупные трансформно-сдвиговые системы; буквенные обозначения см. на рис. 5.

том по часовой стрелке. Однонаправленное движение континентальной и океанической плит способствовало эволюции активной окраины в субдукционно-трансформном режиме. Сегментация островодужной системы, обусловленная левосторонней кинематикой континентальной плиты и косой субдукцией океанической плиты, проявилась уже на первых этапах кембрийской эволюции активной окраины. В соответствии с указанными выше аналогиями по строению активной окраины в зоне взаимодействия Евразийской, Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферных плит, можно предполагать наличие определенного индентора к востоку (в древних координатах) от реконструируемой активной окраины, влияние которого поддерживало режим сжатия и сдвиговый режим «деформации» дуги. Перемещения ее фрагментов могли происходить по сдвигам, расположенным как вдоль палеосейсмофокальных зон, так и в тылу системы. При вращении континентальной плиты по часовой стрелке на его окраине были созданы благоприятные условия для тектонического дуплексирования структуры в режиме левого сдвига. В результате такого поворота структуры, находящиеся на периферии континента, «отставали», сдвигались, формируя отдельные тектонические чешуи, которые, взаимодействуя друг с другом, могли испытывать сложные перемещения с локальными поворотами вокруг собственной вертикальной оси.

На протяжении раннего кембрия реконструируемая окраина развивалась в активном островодужном режиме, для которого характерно проявление интенсивного толеитового магматизма с бонинитовыми сериями, типичного для юных дуг [Симонов и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов и др.,



2005]. Однако наряду с магматическими комплексами широко распространены и терригенные формации, появление которых можно связать с трансформно-сдвиговой компонентой в эволюции субдукционной системы.

Структурная перестройка отмечается в характере магматизма приблизительно на рубеже среднего кембрия. Вулканогенные комплексы этого времени отвечают развитой островной дуге. Характерны дифференцированные известково-щелочные серии с шохонитами [Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов и др., 2005], которые ассоциируют с мощными терригенными формациями турбидитового типа. Указанные изменения, вероятно, связаны с постепенным утолщением коры за счет тектонического дуплексирования, аккреции разнородных мелких террейнов, главным образом симаунтов [Добрецов и др., 2004, 2005]. В тылу субдукционной системы развиваются бассейны с характерной лавинной седиментацией и большим количеством туфов [Берзин, Кунгурцев, 1996; Беличенко и др., 2006].

Второй временной срез, представленный на реконструкции (рис. 7) — около 500 млн лет назад, знаменует повсеместным окончанием островодужного магматизма и соответствует этапу аккреции дуги к континенту с последующим орогенезом. Не исключено, что раннекаледонский орогенез на огромной территории Алтае-Байкальского сегмента Центральной Азии обусловлен аккреционно-коллизийным событием, произошедшим при участии микроконтинентов, преимущественно гондванской группы. Коллизийные швы маркируются высокобарическими породами, связанными с метаморфизмом пород микроконтинентов и океанической коры в субдукционных зонах с последующей их эксгумацией в результате столкновения микроконтинентов с островной дугой [Добрецов и др., 2006]. К числу таких микроконтинентов в первую очередь следует отнести Алтае-Монгольский и Тувино-Монгольский [Берзин и др., 1994; Беличенко и др., 2003; Кузьмичев, 2004; Летникова и др., 2011а; Буслов, 2011]. Однако время и механизм столкновения этих микроконтинентов с реконструируемой окраиной Сибири является предметом дискуссии. Имеющиеся палеомагнитные данные по Тувино-Монгольскому микроконтиненту [Bachtadse et al., 2000; Сенников и др., 2006; Kravchinsky et al., 2010] пока не могут дать однозначного ответа на эти вопросы. Следуя предположениям В.А. Кравчинского с соавторами [Kravchinsky et al., 2010], микроконтинент находился в непосредственной близости от реконструируемой окраины уже с конца венда. Н.В. Сенников с соавторами приводят доказательства того, что даже в ордовике микроконтинент находился вдали от структур Сибири, около побережья Гондваны [Сенников и др., 2006]. К выводу о близгондванском положении микроконтинентов Казахской и Монгольской групп в позднем неопротерозое—раннем палеозое приходят Н.М. Левашова с соавторами [Левашова и др., 2011]. На основании структурных, геохронологических, а также палеомагнитных данных по девону [Буслов, Казанский, 1996; Буслов и др., 2003] выявлено, что в позднем кембрии—силуре между Алтае-Монгольским микроконтинентом и Сибирским континентом также существовал океан. Раннекаледонские аккреционно-коллизийные события на окраине микроконтинента, где обнаружены островодужные комплексы кембрийского возраста [Windley et al., 2007], проходили за пределами реконструируемой структуры Сибири. Алтае-Монгольский микроконтинент столкнулся с Сибирским лишь в позднем девоне, сформировав субширотную полосу сдвиговых структур, к числу которых в первую очередь относится Чарышско-Теректинская система разломов [Буслов и др., 2003]. Таким образом, на предлагаемой реконструкции (см. рис. 7) микроконтиненты, которые могли быть «причастны» к раннекаледонским орогеническим событиям на окраине Сибири, не указаны.

К концу кембрия положение палеомагнитных полюсов Сибирского континента и островодужных террейнов практически не различается. Соответственно, их взаимное пространственное расположение напоминало современную структуру, хотя относительно кратона они находились немного севернее (см. рис. 7). Как показано на кинематической схеме (см. рис. 6), формирование такой структуры в большей степени связано со сдвиговым режимом во время кембрийской субдукции океанической литосферы и контролировалось поворотом континентальной плиты. В течение кембрия континент и его активная окраина оказались перемещены не менее чем на 1000 км к югу и развернуты по часовой стрелке так, что западная окраина кратона, вдоль которой эволюционирует островодужная система, приобрела субмеридиональное простирание. Континент развернут относительно современного положения на ~ 180°. Бывшие островодужные фрагменты вовлечены в аккреционную структуру, сформированную вдоль юго-западной (в современных координатах) окраины Сибирского континента, и находятся в полосе 5—15° ю. ш. Наиболее южное положение занимает Золотокитатский структурный элемент Кузнецко-Алтауского террейна. Согласно палеомагнитным данным, он наиболее отодвинут от современного положения относительно кратона (см. рис. 7).

Построенная реконструкция напоминает модель А.Ю. Казанского [Казанский, 2002], а также более раннюю модель автора [Метелкин, 1998], опубликованную в [Кунгурцев и др., 2001], которые концептуально не различаются. Сравнительно новым является обоснование взаимного положения террейнов и кратона, а также количество фрагментов, использованных в реконструкции.

Полученные результаты не согласуются с представлениями о независимой тектонической истории Алтае-Саянского (по [Кузьмин и др., 2011]) или Казахстано-Байкальского (по [Буслов, 2011]) террейна как обособленного блока, расположенного в кембрии вдали от континентальной окраины Сибири.

Точка зрения М.И. Кузьмина с соавторами [2011] базируется на том факте, что в пределах территории Минусинских котловин, Тувы, Саян и Северо-Западной Монголии широко распространены продукты внутриплитного магматизма, отвечающие параметрам крупных изверженных провинций (LIPs). Время жизни наиболее ранней Алтае-Саянской LIP (490—370 млн лет) соответствует постаккреционному этапу в предложенной модели, когда реконструируемые фрагменты венд-кембрийской активной окраины заняли свое место в обрамлении Сибирского кратона. Однако, по заключениям М.И. Кузьмина с соавторами [2011], Алтае-Саянская горячая точка располагалась около 40° с.ш., что предполагает ее удаленное положение от окраины Сибирского палеоконтинента вплоть до девона. К наиболее ранним проявлениям магматизма, связанного с этой горячей точкой, авторы относят послескладчатые массивы расслоенного габбро и многочисленные массивы щелочных гранитов и щелочных сиенитов сангиленского комплекса, широко распространенные в хребтах Восточного Саяна. Пик магматической активности связывается с формированием девонских вулканогенных комплексов, выполняющих Минусинскую систему рифтовых впадин, когда предполагается соединение Алтае-Саянского террейна и Сибири [Кузьмин и др., 2011]. Снять указанное противоречие можно, если предположить, что ордовикско-силурийский этап эволюции Алтае-Саянской LIP пространственно связан с Тувино-Монгольским террейном, который не участвовал в раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента, а располагался в океане. Террейн продолжал оставаться на месте вплоть до столкновения с Сибирью в девоне, когда территория Минусинских котловин в составе юго-западной окраины Сибирского палеоконтинента перекрыла горячую точку.

Основные противоречия с моделью М.М. Буслова [2011] кроются в установлении границ континентального массива, с которым взаимодействовала окраина Сибирского палеоконтинента на позднепалеозойском коллизионном этапе. Существующий набор палеомагнитных данных не позволяет обосновать внутреннюю структуру Казахстано-Байкальского составного континента, который, по [Буслов, 2011], объединяет в своем каледонском основании микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Кокчетавский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский и другие) и аккреционно-коллизионные структуры западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, Казахстана, южной части Алтае-Саянской области, Тувы, Прибайкалья и Забайкалья, Монголии и северной части Китая. Как предполагается в модели, в кембрии—раннем ордовике этот массив был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном, который в результате эволюции Казахстанско-Тувино-Монгольской активной окраины и связанной с ней островной дуги был закрыт в позднем девоне—раннем карбоне с формированием Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны. Таким образом, описываемый в настоящей работе венд-кембрийский этап эволюции Сибирской континентальной окраины ограничен в рамках рассматриваемой модели только Кузнецко-Алтайским фрагментом реконструируемой островодужной системы. Однако приведенные палеомагнитные данные и их анализ доказывают пространственную близость островодужных структур Кузнецко-Алтайского, Западно-Саянского и Удино-Витимского фрагментов в составе активной окраины Сибирского палеоконтинента, что предлагается учесть при районировании Центрально-Азиатского складчатого пояса и обосновании границ Казахстано-Байкальского гипотетического террейна.

## ВЫВОДЫ

Приведенные данные свидетельствуют, что на юго-западе Сибирского кратона в начале палеозоя произошли крупные тектонические события, связанные с эволюцией островной дуги от момента заложения зоны субдукции до аккреции к континенту. Тектоническая обстановка на Сибирской окраине Палеоазиатского океана в кембрии аналогична современной Тихоокеанской. Реконструированная архитектура активной окраины для рубежа венда—кембрия очень напоминает современное простираие структурных элементов Зондской островодужной системы. В строении островной дуги принимали участие островодужные фрагменты центральной части Алтае-Саянской складчатой области и Баргузино-Витимской части Байкало-Витимской складчатой области. Анализ палеомагнитных данных показывает, что террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона в то время образовывали единую систему восток-юго-восточного простираия, которая огибала современную западную окраину кратона и располагалась в экваториальной области. Трансформация структуры дуги в ходе раннекаледонской аккреции связана с крупноамплитудными сдвигами левосторонней (!) кинематики. Их возникновение обусловлено косою субдукцией и вращением кратона по часовой стрелке на фоне согласного перемещения континентальной и океанической литосферных плит при возможном участии индентора в виде континентального массива или погружающейся океанической плиты с запада в современных координатах. За 40 млн лет от момента заложения дуги до аккреции, континент и его активная окраина, оставаясь в экватори-

альной зоне, были перемещены не менее чем на 1000 км и повернуты на угол более 60°. Результатом аккреции на рубеже кембрия—ордовика стал современный коллаж Алтае-Байкальского раннекаледонского орогена, который характеризуется разнонаправленностью и торцевым сочленением региональных структурных элементов. Структурный план этой складчатой системы, нарастившей юго-западную (в современных координатах) окраину кратона, судя по палеомагнитным данным, практически не отличался от современного.

Автор признателен д.г.-м.н. А.Ю. Казанскому за высказанные идеи, консультации и оказанную помощь при подготовке представленного материала и академику РАН Н.Л. Добрецову за поддержку и полезные советы по обоснованию сделанных выводов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00230).

## ЛИТЕРАТУРА

**Алабин Л.В., Калинин Ю.А.** Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1999, 237 с.

**Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.** Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

**Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.** Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47(10), с. 1049—1059.

**Берзин Н.А.** Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 1995, 51 с.

**Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37(1), с. 63—81.

**Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35(7—8), с. 8—28.

**Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52(1), с. 66—90.

**Буслов М.М., Казанский А.Ю.** Мезозойские сдвиговые перемещения земной коры Горного Алтая по геологическим и палеомагнитным данным // ДАН, 1996, т. 347, № 2, с. 213—217.

**Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П.** Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39(6), с. 789—798.

**Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семанков 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.

**Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369(6), с. 795—798.

**Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А.** Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы // Геология и геофизика, 2001, т. 42(8), с. 1157—1178.

**Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44(12), с. 1321—1338.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47(1), с. 53—70.

**Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.** Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2001, т. 379(4), с. 508—513.

**Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О.** Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика, 2007, т. 48(1), с. 120—140.

**Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климух В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.** История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее — палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51(5), с. 589—614.

**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.

**Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44(1—2), с. 5—27.

**Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52(12), с. 1957—1973.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48(1), с. 93—108.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.** Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45(12), с. 1381—1403.

**Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.** Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005, т. 46(9), с. 952—967.

**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-коллизиионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47(4), с. 428—444.

**Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Языков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К.** Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994, т. 35(7—8), с. 118—145.

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.; т. 2, 334 с.

**Зорин Ю.А., Склярков Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.** Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50(3), с. 209—226.

**Казанский А.Ю.** Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2002, 40 с.

**Казанский А.Ю., Буслов М.М., Метелкин Д.В.** Эволюция палеозойской структуры Горного Алтая: корреляция палеомагнитных и геологических данных // Геология и геофизика, 1998, т. 39(3), с. 297—306.

**Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Кунгурцев Л.В., Лавренчук А.В.** Новые палеомагнитные данные по раннему кембрию Западного Саяна // Геология и геофизика, 1999, т. 40(4), с. 545—562.

**Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Кунгурцев Л.В., Кизуб П.А.** Кинематика Мартайгинского блока Кузнецко-Алатауской палеоостровной дуги в позднем венде—раннем ордовике по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2003а, т. 44(3), с. 185—201.

**Казанский А.Ю., Ступаков С.И., Симонов В.А., Метелкин Д.В.** Геодинамика офиолитов Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2003б, т. 44(10), с. 1036—1044.

**Кембрий Сибири** / Под ред. Л.Н. Репиной, А.Ю. Розанова. Новосибирск, Наука, 1992, 135 с.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003, т. 44(12), с. 1280—1293.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, № 6, с. 3—23.

**Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 191 с.

**Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.** Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембри по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2001, т. 42(7), с. 1042—1051.



**Левашова Н.М., Гибшер А.С., Меерт Дж.Дж.** Докембрийские микроконтиненты Урало-Монгольского пояса: новые палеомагнитные и геохронологические данные // Геотектоника, 2011, № 1, с. 58—79.

**Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б.** Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика, 2011а, т. 52(12), с. 2110—2121.

**Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В.** Геохимические и изотопные (Sr, С, О) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемотратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика, 2011б, т. 52(10), с. 1466—1487.

**Лучинина В.А., Сипин Д.П., Коровников И.В., Федосеев А.В.** К вопросу о нижней и верхней границах нижнего кембрия на Сибирской платформе // Геология и геофизика, 2000, т. 41(9), с. 1233—1243.

**Метелкин Д.В.** Структурное положение островных дуг центральной части Алтае-Саянской складчатой области в кембрии по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 1998, 22 с.

**Метелкин Д.В.** Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2010, 32 с.

**Метелкин Д.В., Козьмин Д.Г.** Палеомагнитная характеристика кембрия Батеневского кряжа: к вопросу об эволюции Кузнецко-Алатауской островной дуги на юге Сибири // Геология и геофизика, 2012, т. 53(1), с. 50—66.

**Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Кунгурцев Л.В.** Структура Кузнецкого Алатау в среднем—позднем кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2000, т. 41(6), с. 800—810.

**Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.** Предварительные палеомагнитные данные по вулканогенно-осадочным сериям Еравнинского террейна // Материалы науч. совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 4, т. 2, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, с. 16—19.

**Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

**Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А.** Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011, т. 52(5), с. 649—665.

**Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—33.

**Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И.** Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга Российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17(3), с. 3—13.

**Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томурто-гоо О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22(6), с. 7—41.

**Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., ИФЗ РАН, 1995, 298 с.

**Печерский Д.М., Диденко А.Н., Казанский А.Ю., Буслов М.М., Куренков С.А., Симонов В.А., Брагин С.С.** Палеомагнитная характеристика террейнов раннепалеозойской аккреционной структуры Палеоазиатского океана (юг Сибири) // Геология и геофизика, 1994, т. 35(7—8), с. 76—88.

**Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А.** Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1997, т. 38(3), с. 608—619.

**Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН, 2004, т. 396(3), с. 369—373.

**Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Борисов С.М., Травин А.В., Левченков О.А., Терлеев А.А., Куйбида М.Л.** Геологическая позиция, возраст и геохимичес-

кая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика, 2005, т. 46(2), с. 170—187.

**Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш.** Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49(4), с. 335—356.

**Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т.** Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 541—567.

**Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.Э., Савицкий В.Р.** Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновской серии (нижний—средний ордовик, Тува) // Новости палеонтологии и стратиграфии, 2006, № 8, с. 27—43.

**Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35(7—8), с. 182—199.

**Симонов В.А., Буслов М.М., Кунгурцев Л.В., Казанский А.Ю.** Бонинитсодержащие палеоспринговые комплексы в северо-саянском офиолитовом комплексе // ДАН, 1995, т. 339(5), с. 650—653.

**Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.** Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизииной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 682—700.

**Хераскова Т.Н., Гаврилова Е.В.** Тектоника и седиментология верхнерифейско-кембрийских карбонатных отложений Батеневского кряжа (Кузнецкий Алатау) // Геотектоника, 1996, № 3, с. 54—66.

**Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.** Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1, с. 5—28.

**Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y., Tait J.A.** Siluro-Devonian paleomagnetic result from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia): implications for the paleogeography of Siberia // J. Geophys. Res., 2000, v. 105(B6), p. 13,509—13,518.

**Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu., Itaya T.** Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // J. Geosci., 2001, v. 5, p. 203—224.

**Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M.** A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gond. Res., 2002, v. 5(4), p. 781—800.

**Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth-Science Reviews, 2007, v. 82, p. 29—74.

**Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.** Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gond. Res., 2003, v. 6(2), p. 143—159.

**Kravchinsky V.A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Harbert W.P.** Paleomagnetism of the Precambrian Eastern Sayan rocks: implications for the Ediacarian — Early Cambrian paleogeography of the Tuva-Mongolian composite terrane // Tectonophysics, 2010, v. 486, p. 65—80.

**Metelkin D.V., Kazansky A.Yu., Vernikovskiy V.A.** Paleomagnetic evidence for Siberian plate tectonics from Rodinia through Pangaea to Eurasia / Eds. D.M. Ferrari, A.R. Guiseppi. Geomorphology and plate tectonics. Nova Science Publishers, NY, USA, 2009, p. 159—236.

**Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D.** Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gond. Res., 2010, v. 18 (2—3), p. 400—419.

**Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarch G., Miller R.J., Naumova V.V., Nokleberg W.J., Ogasawara M., Prokopiev A.V., Yan H., Belichenko V., Berzin N.A., Bulgatov A.N., Byamba J., Deikunenko A.V., Dong Y., Dril S.I., Gordienko I.V., Hwang D.H., Kim B.I., Korago E.A., Kos'ko M.K., Kuzmin M.I., Orolmaa D., Oxman V.S., Popeko L.I., Rudnev S.N., Sklyarov E.V., Smelov A.P., Sudo S., Suprunenko O.I., Sun F., Sun J., Sun W., Timofeev V.F., Tret'yakov F.F., Tomurtogoo O., Vernikovskiy V.A., Vladimirov A.G., Wakita K., Ye M., Zedgenizov A.N.** Preliminary Northeast Asia geodynamics map. Scale 1:5,000,000. 2003, U.S. Geological Survey Open-File Report 03-205, 2 sheets.

**Shatsillo A.V., Pavlov V.E., Didenko A.N.** Paleomagnetism of Vendian rocks in the southwest of the Siberian Platform // Russian J. Earth Sci., 2006, v. 8(2), p. 1—30.

**Şengör A.M.C., Natalin B., Burtman V.** Evolution of the Altaide tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 34, p. 299—307.

**Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G.** Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc., 2007, v. 164(1), p. 31—47.

**Yolkin E.A., Sennikov N.V., Bakharev N.K., Izokh N.G., Klets A.G.** Silurian paleogeography along the southwest margin of the Siberian continent: Altai-Sayan folded area // Silurian lands and seas: paleogeography outside of Laurentia. NY State Museum Bull., 2003, v. 493, p. 299—322.

*Рекомендована к печати 18 октября 2012 г.  
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию  
3 августа 2012 г.*