

УДК 550.858.5

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ВЕНД-КЕМБРИЙСКИМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ МОНГОЛИИ

© 2010 Д.В. Коваленко, О.А. Агеева

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН;
e-mail: Dmitry@igem.ru*

Проведены палеомагнитные исследования венд-раннекембрийских офиолитов и вулканогенно-осадочных пород хребтов Дариби, Сэйр, Хан-Хухей, Баян-Хонгорской зоны. В намагниченности образцов установлены три компонента намагниченности. Низкотемпературные компоненты А образовались в результате перемагничивания пород по современному магнитному полю в районе Монголии. Компоненты намагниченности В образуют группы с отрицательным наклоном. Тесты складок показали, что они доскладчатые. Самые высокотемпературные компоненты намагниченности С во всех разрезах распределены хаотически. Рассматриваются два варианта интерпретации компоненты В – компонента имеет первичное происхождение (1) и образовалась в результате перемагничивания пород в период позднекарбон-пермского суперхрона (2).

Ключевые слова: намагниченность, палеоширота, тектоническое совмещение, склонение, наклонение

ВВЕДЕНИЕ

Распад суперматерика Родиния и реорганизация перемещений литосферных плит в венде-раннем кембрии привели к формированию многочисленных островных дуг, остатки которых находятся среди геологических комплексов Монголии, Тувы, Казахстана и других районов (Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, Буслов, 2007; Казанский, 2002; Коваленко и др., 1996; Кунгурцев и др., 2001; Моссаковский и др., 1993; Ярмолюк и др., 2002 и др.). В современной структуре венд-кембрийские надсубдукционные комплексы находятся в ассоциации с микроконтинентами, образовавшимися при расколе Родинии, и магматическими комплексами внутриплитного типа, формирование которых связывают с действием мантийных плюмов (Гордиенко и др., 2007; Коваленко и др., 1996; Коваленко и др., 2007; Ярмолюк и др., 2000 и др.). В конце кембрия-ордовике произошла массовая коллизия континентальных, внутриплитных и островодужных блоков и амальгамация орогенной области в результате внедрения постколлизионных гранитных батолитов (Гордиенко и др., 2007; Козаков и др., 2001, 2002; Резницкий и др., 2007;

Ярмолюк и др., 2006 и др.). Раннекаледонские коллизионные процессы одновременно осуществились на гигантской территории Южной Сибири.

С помощью палеомагнитного метода предполагалось исследовать тектоническую историю венд-кембрийских надсубдукционных комплексов Монголии, практически не исследованных этим методом. Планировалось рассчитать палеошироты формирования исследованных комплексов, оценить величины их перемещения до столкновения с Сибирским материком и предположить тип их коллизии.

ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеомагнитные образцы отбирались на хребте Сэйр, хребте Дариби, в Баян-Хонгорской зоне и хребте Хан-Хухей (рис. 1, 2). В структуре хребта Сэйр участвуют островодужные и океанические венд-кембрийские комплексы. Островодужные комплексы представлены вулканогенными толщами, включающими непрерывно дифференцированные ассоциации магматических пород – от базальтов до риолитов, и вулканогенно-осадочными тол-

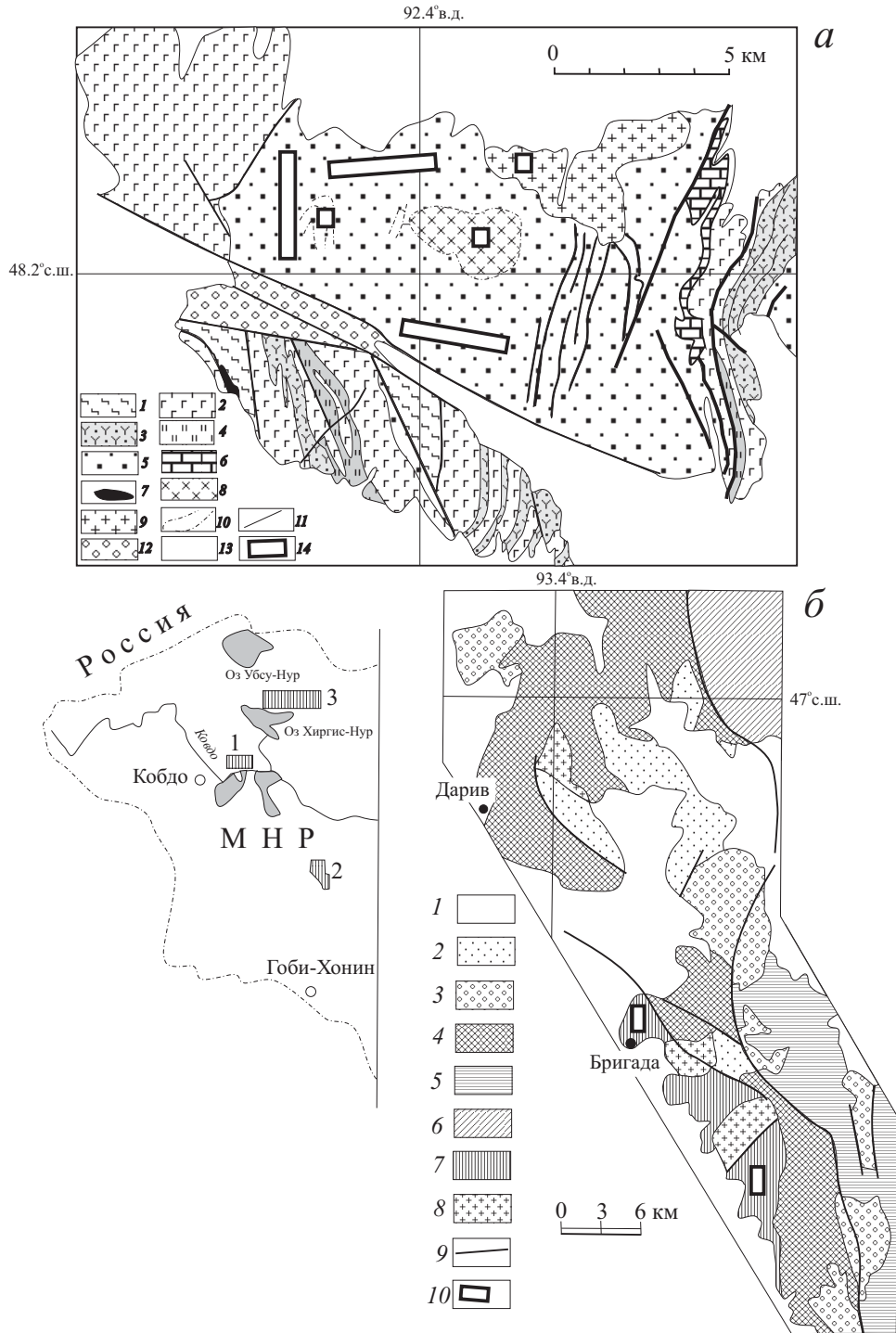


Рис. 1. *a* – Геологическая схема хребта Сэйр (составлена с использованием материалов С.В. Руженцева): 1 – океанический комплекс (пиллоу-лавы, кремни, яшмы); 2–6 – породы островодужного комплекса: 2 – базальты, андезибазальты, 3 – пиллоу-лавы, гиалокластиты с прослоями яшм, 4 – туфы и гиалокластиты основного и среднего состава, 5 – яшмы, кремнистые алевролиты, песчаники, редкие гравелиты, 6 – биогермовые известняки; 7 – серпентиниты; 8 – тоналиты, гранодиориты; 9 – граниты; 10 – дайки плагиодацитов и гранит-порфиров; 11 – разломы; 12 – наложенный комплекс пород (девонские вулканиты, позднемезозойские красноцветные отложения); 13 – кайнозойские отложения; 14 – линии разрезов, по которым проведено опробование; *б* – геологическая схема хребта Дариби (Хераскова и др., 1985). 1 – отложения мезозоя-кайнозоя; 2 – девонские осадочные толщи; 3 – ордовикские осадочные толщи; 4–7 – районы преимущественного распространения венд-ордовикских формаций: 4 – андезитовой и карбонатно-кремнисто-тефрогенной, 5 – офиолитовой и карбонатно-кремнисто-тефрогенной, 6 – терригенно-кремнисто-туффитовой, 7 – андезитовой, офиолитовой (спилиты) и карбонатно-кремнисто-тефрогенной; 8 – граниты; 9 – разломы; 10 – места отбора палеомагнитных образцов. На врезке: 1-3 – хребты Сэйр, Дариби, Хан-Хухей, соответственно.

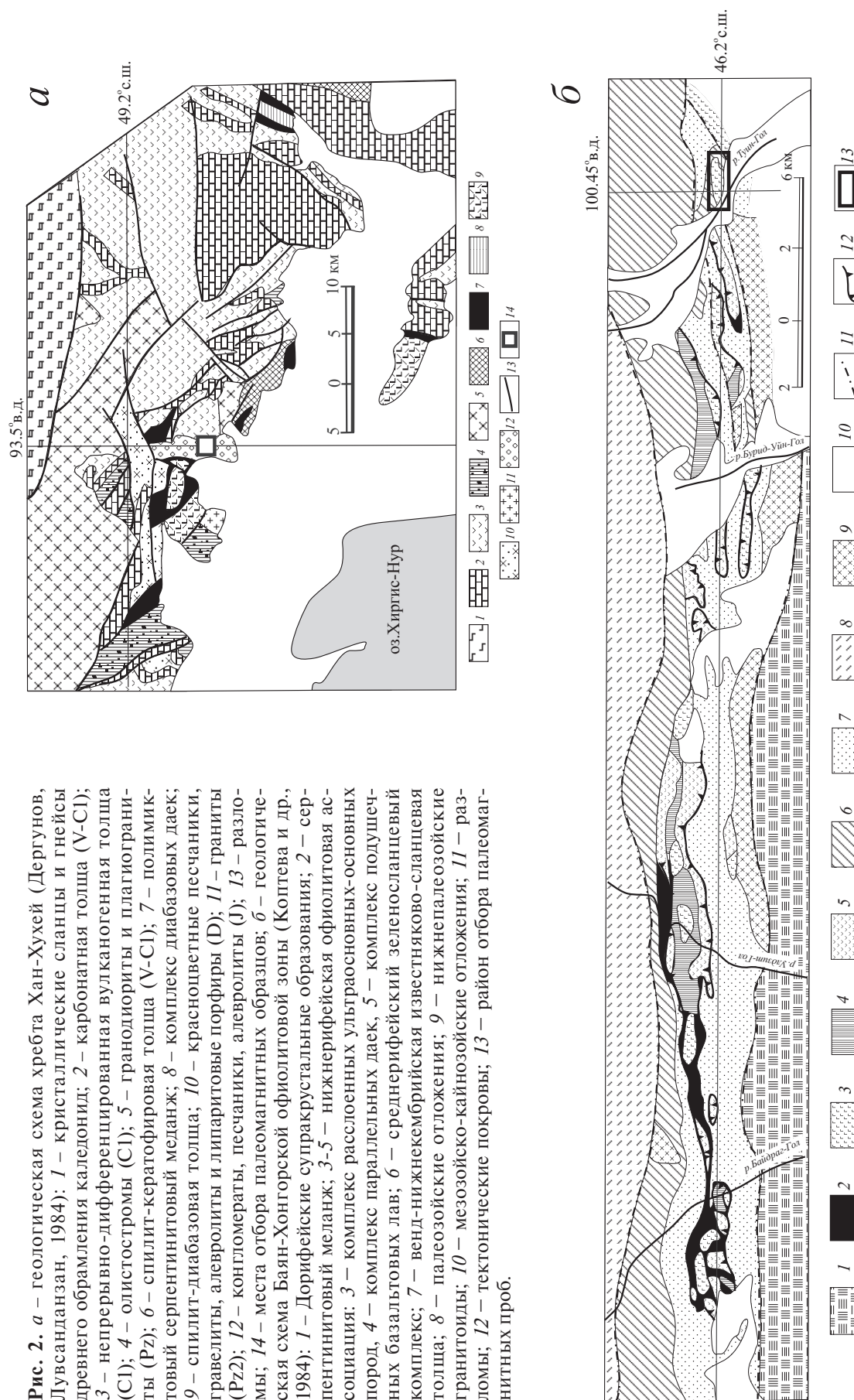


Рис. 2. *a* – геологическая схема хребта Хан-Хухей (Дергунов, Лувсанданзан, 1984): 1 – кристаллические сланцы и гнейсы древнего образования каледонид; 2 – карбонатная толща (V-C1); 3 – непрерывно-дифференцированная вулканогенная толща (С1); 4 – олистостромы (С1); 5 – гранодиориты и плагиограниты (Pz); 6 – спилит-кератофировая толща (V-C1); 7 – полимиктовый серпентинитовый меланж; 8 – комплекс диабазовых даек; 9 – спилит-диабазовая толща; 10 – красноцветные песчаники, гравелиты, алевролиты и липаритовые порфиры (D); 11 – граниты (Pz2); 12 – конгломераты, песчаники, алевролиты (I); 13 – разломы; 14 – места отбора палеомагнитных образцов; *б* – геологическая схема Баян-Хонгорской офиолитовой зоны (Коптева и др., 1984): 1 – Дорифейские супракратальные образования; 2 – серпентинитовый меланж; 3-5 – нижнерифейская офиолитовая ассоциация; 3 – комплекс расслоенных ультраосновных-основных пород, 4 – комплекс параллельных даек, 5 – комплекс подушечных базальтовых лав; 6 – среднерифейский зеленосланцевый комплекс; 7 – венд-нижнекембрийская известняково-сланцевая толща; 8 – палеозойские отложения; 9 – нижнепалеозойские гранитоиды; 10 – мезозойско-кайнозойские отложения; 11 – разломы; 12 – тектонические покровы; 13 – район отбора палеомагнитных проб.

щами, сложенными переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфосилицитами и известняками. Вулканогенно-осадочные толщи включают дайки и силлы средних пород. В известняках обнаружена фауна раннего кембрия (Хераскова и др., 1985). Океанические комплексы представлены толщами шаровых лав основного состава, чередующимися с пачками глубоководных кремней и яшм. В осадочных породах обнаружены водоросли и спикулы нижнекембрийского возраста (Хераскова и др., 1985). Толщи деформированы в складки, интродированы телами гранитов и гранодиоритов, а также рассечены протяженными, практически недеформированными дайками гранитов и гранодиоритов. Методами U-Pb датирования был определен возраст гранитов – 527 млн. лет (Ярмолюк В.В., устное сообщение). Палеомагнитные образцы отбирались из нескольких фрагментов вулканогенно-осадочной толщи (100 образцов, 48°27.194' с.ш., 92°45.238' в.д.; 48°29.667' с.ш., 92°43.339' в.д.; 48°26.56' с.ш., 92°45.327' в.д.) из тонких песчаников, алевролитов, туфосилицитов, даек и силлов андезитов и дацитов. Также были отобраны 15 палеомагнитных образцов из массива гранитов, для которых определен возраст 527 млн. лет и гранитных и гранодиоритовых даек, секущих структуру. Из вулканогенных океанических и островодужных толщ образцы взять не удалось из-за невозможности определить элементы залегания пород.

В структуре хребта Дариби участвуют венд-кембрийские офиолиты, вулканогенная непрерывно дифференцированная толща («андезитовая» толща по (Хераскова и др., 1985)), терригенно-кремнисто-туффитовая, карбонатно-кремнисто-тефрогенная и вулканогенно-молассовая толщи (Хераскова и др., 1985).

Офиолиты в основании включают дунит-гарцбургитовый комплекс, представленный чередующимися серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. На него надвинуты серпентинизированные дуниты, верлиты, вебстериты и клинопироксениты, на которые в свою очередь надвинуты породы пироксенит-габбрового расслоенного комплекса. В верхней части пироксенит-габбрового комплекса появляются отдельные пересекающиеся дайки диабазов, которые выше образуют комплекс параллельных даек. Породы дайкового комплекса через зону вулканических брекчий перекрываются шаровыми лавами спилитов. Из плагиогранитов, прорывающих габбро-нориты, U-Pb методом получен возраст – 573 ± 6 млн. лет (Козаков и др., 2002).

Непрерывно дифференцированная толща без видимого несогласия залегает на спилитах (Хераскова и др., 1985). Она представлена зеленокаменно-измененными порфиоровыми лавами, туфами и тефроидами, состав которых меняется от базальтов до дацитов и риолитов.

Терригенно-кремнисто-туффитовая толща представлена ритмичным чередованием разнозернистых тефрогенных песчаников с отдельными горизонтами внутрiformационных конгломератов, гравелитов и кремнистых туфопелитов.

Карбонатно-кремнисто-тефрогенная толща с размывом залегает на породах непрерывно дифференцированной и спилитовой толщи. В ее строении принимают участие полевошпатовые и полимиктовые, иногда аркозовые разнозернистые песчаники, гравелиты, тефроиды, включающие глыбы известняков и валуны пород непрерывно-дифференцированной толщи и гранитов среднекембрийского возраста. Обнаруженные в породах спикулы губок и радиолярии дают возможность предполагать раннеордовикский возраст толщи (Хераскова и др., 1985). В некоторых районах толща представлена чередующимися известняками и терригенными породами.

Вулканогенно-молассовая толща залегает на всех нижележащих толщах резко несогласно. В ней преобладают грубовалунные тефрогенные и вулканомиктовые конгломераты с гальками андезитов, гранитов, серпентинитов. Вверх по разрезу конгломераты сменяются краснокаменноизмененными лавами и туфами андезитового состава (Хераскова и др., 1985).

Толщи сложно деформированы и кливажированы. Они в разных пропорциях участвуют в четырех крутопадающих тектонических пластинах субсеверного простирания. Палеомагнитные образцы удалось отобрать из различных фрагментов двух разобщенных разрезов непрерывно дифференцированной толщи в хребте Южный Дариби (55 образцов, 46°46.319' с.ш., 93°48.567' в.д.; 46°40.569' с.ш., 93°56.437' в.д.) и одного небольшого блока расслоенного габбро (9 образцов, 46°67.931' с.ш., 94°13.625' в.д.).

В хребте Хан-Хухей также выделено несколько различных геологических толщ (Дергунов, Лувсанданзан, 1984). Карбонатная толща, сложенная в основном массивными известняками, занимает нижнее структурное положение. В известняках обнаружены онколиты юдомия, хиолиты и археоциаты нижнего кембрия (атдабанский ярус). Непрерывно дифференцированная вулканогенная толща в нижней части представлена грубообломочными полимиктовыми туфогенно-осадочными по-

родами – конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. В конгломератах встречаются гальки гранитоидов. Верхняя часть толщи представлена туфами и лавами, состав которых меняется от базальтов до риолитов. Среди туфов встречаются прослои карбонатных пород с остатками археоциат нижнего кембрия (ленский ярус). По тектоническим контактам с карбонатной и непрерывно дифференцированной толщами граничат разрозненные блоки спилит-кератофировой, спилит-диабазовой, олистостромовой, кремнисто-терригенно-карбонатной толщ, комплекса диабазовых даек и тела серпентинитового меланжа. Толщи интенсивно деформированы в сложные складки, кливажированы, разбиты на тектонические блоки. Незначительное количество образцов для палеомагнитных исследований удалось отобрать только из тонких туфов непрерывно дифференцированной толщи (8 образцов, 49°17.583' с.ш., 93°55.298' в.д.).

Баян-Хонгорская офиолитовая зона включает породы венд-кембрийской офиолитовой ассоциации (Дергунов и др., 1997) – метаперидотиты серпентинитового меланжа, кумулятивный комплекс, «верхнее» габбро, дайковый комплекс и шаровые лавы базальтов. Возраст офиолитов оценен на основании Sm-Nd изохроны по амфиболовому габбро 569±21 млн. лет (Кебезинская и др., 1991) и по остаткам игл губок в межшаровых промежутках пиллоу-лав (Рязанцев, 1994). Все породы интенсивно деформированы в сложную покровно-складчатую структуру, разбиты на многочисленные блоки. Геологические маршруты были проведены в бассейнах рек Улдзий-Гол, Байдраг-Гол, Туин-Гол, в районе между реками Улдзий-Гол и Туин-Гол, но образцы для палеомагнитных исследований удалось отобрать только из массива расслоенного габбро к северу от сомона Баян-Хонгор (44 образца).

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД

Обработка палеомагнитных образцов проводилась в палеомагнитной лаборатории ИГЕМ РАН. Из каждого образца выпиливалось 1-2 кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке в интервале температур 20-680°C. Термочистка проходила в печи, защищенной пермалловыми экранами, позволяющими компенсировать магнитное поле Земли до 10-15 нТл. Верхняя граница чистки определялась появлением магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Появление магнит-

ных новообразований в процессе температурной чистки определялось по резкому увеличению величины намагниченности кубика, и по тому, что направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву начинало меняться хаотически. Для большинства кубиков проводилось 12-16 нагревов.

Измерение величины и направления остаточной намагниченности образцов проводилось на магнитометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда (Zijderveld, 1967), проводился компонентный анализ намагниченности (Kirschvink, 1980) и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере (Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). Если из образца выпиливались два кубика, то по ним рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка направлений намагниченности образца производилась в тех случаях, когда диаграмма Зийдервельда не позволяла выделить компоненты (хаотическое распределение направлений намагниченности от нагрева к нагреву) либо когда угол между векторами намагниченности двух кубиков превышал 30°.

Направления выделенных компонент намагниченности образцов анализировались на сфере для каждого тектонического блока отдельно, а также совместно по всем опробованным блокам из каждого разреза исследованных комплексов пород в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат (Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981).

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПОНЕНТНОГО АНАЛИЗА

В результате компонентного анализа в исследованных образцах пород хребта Сэйр были выявлены несколько компонент намагниченности (рис. 3). Низкотемпературная компонента (А) выделяется в интервале температур 20-460°C. Более высокотемпературная компонента (В) выделяется в интервале 250-560°C. В некоторых образцах линейные отрезки на диаграммах Зийдервельда, соответствующие этой компоненте, не направлены в начало координат, а на стереопроекциях в температурном интервале компоненты В наблюдаются перемещения векторов Jnt по дугам больших кругов. По-видимому, в этих образцах присутствует третья высокотемпературная компонента намагниченности (С).

Единичные векторы низкотемпературной компоненты намагниченности А даек и силлов на стереопроекции близки к направлению со-

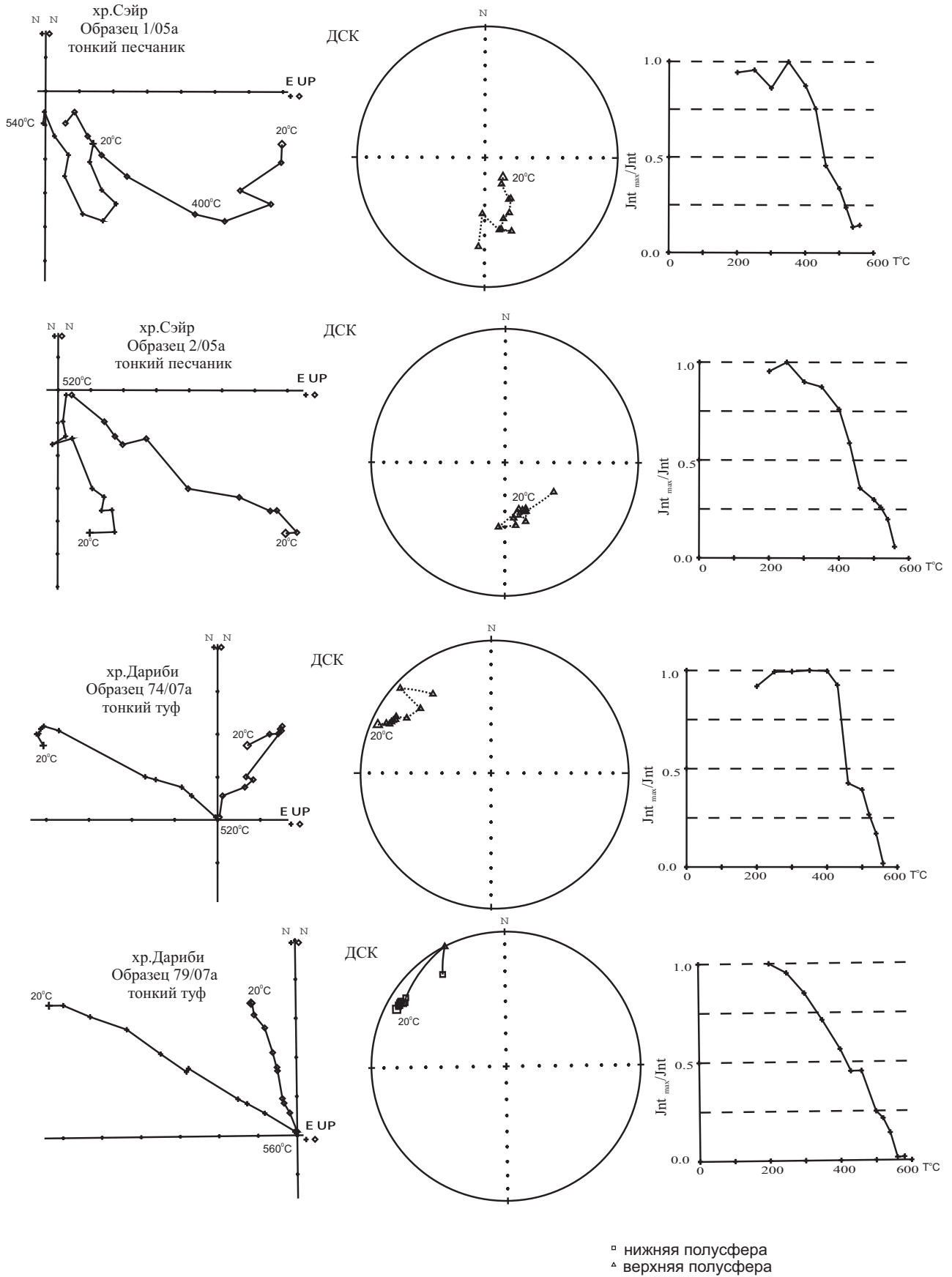


Рис. 3. Примеры диаграмм Зийдervельда, распределений векторов J_{nt} на сфере и зависимостей J_{nt_max}/J_{nt} от температуры нагревов для образцов венд-кембрийских пород Монголии.

временного магнитного поля в районе Монголии. В осадочных породах единичные векторы низкотемпературной компоненты намагниченности А в основном распределены хаотически, хотя некоторые направления также близки к направлению современного магнитного поля в районе Монголии. Направления компоненты В большинства даек и силлов также близки в ССК к направлению современного магнитного поля. В осадочных породах в некоторых опробованных фрагментах разреза компоненты В распределены хаотически, в пяти фрагментах образуют отчетливые группы векторов с отрицательными наклонениями в ДСК и ССК. Направления компоненты намагниченности С, оцененные по наиболее высокотемпературным частям кругов перемагничивания, распределены хаотически.

В образцах из массивов гранитов и из кислых даек выделяются одна или две компоненты намагниченности. Все компоненты распределены незакономерно.

Естественная остаточная намагниченность вулканогенно-осадочных пород хребта Дариби включает одну, две или три компоненты (рис. 3).

Низкотемпературная намагниченность (А) выделяется в интервале температур от 20 до 430°C. Ее направления во многих образцах группируются около направления современного магнитного поля в районе Монголии, а в некоторых образцах незакономерно распределены по сфере. Высокотемпературная компонента намагниченности (В) выделяется в интервале 250-620°C. В ряде опробованных фрагментов разреза она распределена незакономерно, в других образует отчетливые группы с отрицательным наклонением в ССК и ДСК. В некоторых образцах в интервале блокирующих температур компоненты В наблюдается перемещение вектора J_{nt} по дуге большого круга, что свидетельствует о присутствии еще более высокотемпературной компоненты намагниченности С. Направления компоненты намагниченности С были оценены по наиболее высокотемпературным участкам кругов перемагничивания. На стереопроекции они распределены хаотически.

В расслоенном габбро хребта Дариби выделяются две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента (20-540°C) с большим разбросом группируется вокруг направления современного поля. Векторы высокотемпературной компоненты намагниченности (300-580°C) образуют на стереопроекции группу с положительным наклонением.

В намагниченности образцов пород с хребта Хан-Хухей в основном присутствуют две компоненты. Низкотемпературная компонен-

та выделяется в большинстве образцов в интервале температур 20-530°C. Ее направления в ССК близки к направлению современного магнитного поля в Монголии. Высокотемпературная компонента выделяется в четырех образцах в температурном интервале от 350 до 560°C. Ее направления образуют группу с отрицательными наклонениями в ССК и ДСК.

Намагниченность образцов расслоенного габбро офиолитов Баян-Хонгорской зоны включает одну или две компоненты в интервале температур 20-580°C. Все компоненты распределены хаотически.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПОНЕНТНОГО АНАЛИЗА

Как было показано в предыдущем разделе, в исследованных образцах были выделены несколько компонент намагниченности. Низкотемпературные компоненты А, очевидно, вторичные. По-видимому, некоторые из них образовались в результате перемагничивания пород по современному магнитному полю в районе Монголии.

Компоненты намагниченности В образцов вулканогенно-осадочных пород хребта Сэйр в ряде исследованных фрагментов разреза образуют группы с отрицательным наклонением. В ССК средние направления компоненты В статистически значимо различаются, в ДСК близки. Тест складки, выполненный методом сравнения средних направлений (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981), показал, что намагниченность образовалась до деформаций пород с вероятностью 0.95. Тест на синскладчатость, проведенный по средним направлениям компоненты В фрагментов разреза 1-90, 37-42, 64-74 (таблица), также показал, что максимальная кучность образуется при максимальном распрямлении складки (110% распрямления, $D = 146$, $I = -51$, $K = 59$, $\alpha = 16$), минимальная при 0% распрямления ($D = 236$, $I = -82$, $K = 19$, $\alpha = 29$).

В вулканогенно-осадочных породах хребта Дариби направление компоненты намагниченности В близко по наклонению к направлению намагниченности расслоенного габбро. Тест складки, выполненный по наклонениям методом равенства средних направлений (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981) положительный, то есть намагниченность может быть додеформационной.

Высокотемпературная компонента намагниченности с отрицательным наклонением, выделенная в вулканогенно-осадочных породах хребта Хан-Хухей, статистически совпадает по наклонению с направлением компоненты

Характеристики направлений намагниченности, выделенных в венд-кембрийских толщах Монголии

Блок, компонента	N	Dc	Ic	Kc	$\alpha_{95\text{ с}}$	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95\text{ д}}$
Вулканогенно-осадочная толща хребта Сэйр									
Ф-т 1-4, В	4	150.5	-78	55	9	141	-57	55	9
Ф-т 10-17, В	8	181	-65	28	9	154	-52	31	8.9
Ф-т 23-28, В	4	226	-64	26	14	179	-58	23	14.6
Ф-т 37-42, В	5	333	-74	11	19	129	-56	14	17
Ф-т 59-63, В	5	190	-63	18	15	179	-39	28	12
Ф-т 82-90, В	8	199	-60	9	17	166	-45	9	16
Ф-т 64-74, В	11	238	-82	7	16	147	-55	7	16
Среднее направление по ф-там 1-4, 10-17, 23-28, 59-63, 82-90 (Ф-т 1-90)	29	193	-66	16	6.6	164	-50	16	6.6
Сравнение средних направлений									
Ф-ты 1-90 и 37-42	F кр=0.098		F 2с=0.3894			F 2д=0.13915			
Ф-ты 1-90, 37-40 и 64-74	F кр=3.64		F 3с=6.14			F 3д=2.18			
Все фрагменты	45	202	-74	9.5	6.7	157	-53	11.5	6.1
Вулканогенно-осадочная толща хребта Дариби									
Ф-т 72-76	4	172	-71	16	17.7	309	-35	15	15
Ф-т 78-88	10	209	-68	26	8.7	297	-30	23	9.3
Ф-т 91-96	6	214	-59	8	20	304	-35	12	16.6
Все ф-ты (Ф-т 72-96)	20	204	-67	15	8	301	-32	18	7.5
Расслоенное габбро офиолитов хребта Дариби									
Габбро	7	228	14	23	11	253	27	12	15.5
Сравнение средних направлений									
Ф-т 72-96 и габбро	F 2кр=0.13		F 2с=1.29			F 2д=0.01			
Ф-т 72-96 и габбро	27		54	7	10		31	17	6,6
Вулканогенно-осадочная толща хребта Хан-Хухей									
	4	319	-12	26	14	358	-56	32	12.4

Примечание. N-количество векторов, участвующих в расчетах, D – склонение намагниченности, I – наклонение намагниченности, K – кучность, α – угол доверия. Буквы с и д соответственно обозначают ССК и ДСК. F – статистический параметр, использующийся при сравнении средних (Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981). F2, Fm – параметр F рассчитан по 2 блокам или по большему количеству блоков. F кр, F с, F д – критическая величина параметра F и величины этого параметра в современной и древней системах координат. Ф-т 1-4, 10-17.....72-96 фрагменты разрезов.

намагниченности В пород хребта Сэйр в ДСК и резко различается в ССК.

Самые высокотемпературные компоненты намагниченности С во всех разрезах распределены хаотически.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Многокомпонентная намагниченность венд-кембрийских пород Монголии свидетельствует об их сложной магнитной истории.

Компонента намагниченности А, близкая к направлению современного магнитного поля Монголии, очевидно, была приобретена в результате современного или кайнозойского перемагничивания пород в период прямой полярности магнитного поля. Спектр блокирующих температур этой компоненты – от 20 до

400-460°С. Возможно, компонента была приобретена в результате вязкого перемагничивания пород.

Компонента С выделяется в очень узком интервале блокирующих температур, близких к точке Кюри магнетита. Может быть, она связана с образованием однодоменных зерен магнетита хемогенного происхождения. Хаотическое распределение ее направлений трудно-объяснимо и не позволяет как-либо интерпретировать эту компоненту намагниченности.

Компонента намагниченности В во многих исследованных разрезах венд-кембрийских толщ образует отчетливые группы направлений (рис. 4). В хребте Сэйр она с большой вероятностью додеформационная. Возможно, додеформационной является и высокотемпературная компонента намагниченности хребта Хан-

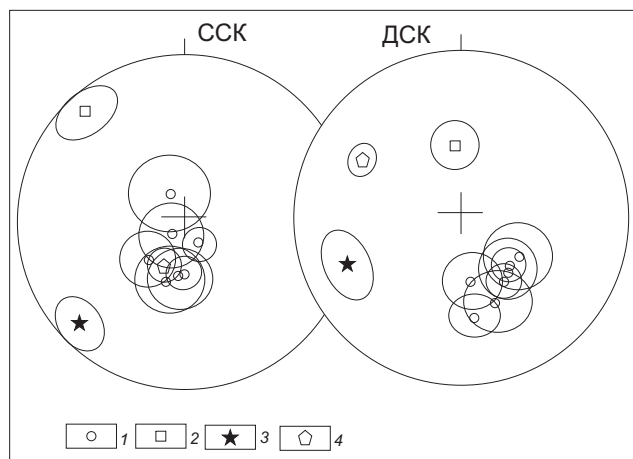


Рис. 4. Распределение высокотемпературных компонент намагниченности венд-кембрийских пород Монголии на сфере: 1 – хребет Сэйр; 2 – хребет Хан-Хухей; 3 – габбро хребта Дариби; 4 – вулканогенно-осадочные толщи хребта Дариби.

Хухей, так как ее направление близко по наклонению к направлению компоненты В пород хребта Сэйр в ДСК и резко отличается в ССК. В хребте Дариби тест складки по наклонениям – положителен, но «доскладчатая» природа компоненты В установлена менее надежно, так как в тесте использовались направления намагниченности пород только двух разрезов.

Серьезнымстораживающим фактором является то, что направления компоненты В вулканогенно-осадочных пород хребтов Сэйр и Дариби представлены только векторами обратной полярности и близки в ССК. Наклонения намагниченности компоненты В толщ хребтов Сэйр и Дариби различны в ДСК. Поэтому нельзя исключить вариант, что вулканогенно-осадочные толщи этих хребтов перемагничены в период обратной полярности магнитного поля, например во время позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности. Далее рассмотрены два варианта интерпретации компоненты намагниченности В.

Вариант 1. Компонента намагниченности В вулканогенно-осадочных толщ хребтов Сэйр и Дариби вторична и была приобретена в период позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности. Полное перемагничивание пород в этот период широко распространено на территории Монголии (Коваленко, Чернов, 2008; Коваленко, 2010; Evans et al., 1996; Kravchinsky et al., 2001 и др.). Оно могло быть связано с внедрением бимодальных магматических расплавов позднекарбон-пермского возраста и Хангайского гранитного батолита позднепермского возраста. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по направлению компоненты В в ССК, близок палеомагнитному полюсу, рассчитанному по траппам Сибирской платфор-

мы (Веселовский и др., 2003). Вторичные направления намагниченности обратной полярности, выявленные в толщах южной Монголии, резко отличаются в ССК от направления компоненты В. На западе в Озерной зоне Монголии направления позднекарбон-пермских вторичных направлений намагниченности осадочных пород раннекембрийской Баянгольской свиты (Evans et al., 1996) и позднерифейских риолитов (Левашова Н.М., устное сообщение) также не совпадают в ССК с направлением компоненты В, но направление вторичной намагниченности обратной полярности, выявленное в венд-раннекембрийских породах Цаганоломской и Баянгольской свит (Kravchinsky et al., 2001), близко к направлению компоненты В хребтов Сэйр и Дариби. Если компонента намагниченности В вторична и образовалась в период карбон-пермского суперхрона, значит, мы должны предполагать, что толщи хребта Сэйр до перемагничивания были деформированы в слабонаклоненную моноклираль, а толщи хребта Дариби – в сложную складчатую структуру с субмеридиональным вертикальным кливажем пород, по-видимому, сдвиговой природы. Затем в период суперхрона обратной полярности вся структура была перемагничена, а затем вновь деформирована относительно направления перемагничивания так, что большая часть фрагментов разрезов хребта Сэйр и толщ хребта Дариби незначительно деформировались как единая структура, а некоторые блоки пород хребта Сэйр (фрагменты 37-42, 64-74) были наклонены относительно этой структуры на север приблизительно на 30-40°. Исследованные в работе (Evans et al., 1996) толщи раннекембрийской Баянгольской свиты и позднерифейские риолиты (Левашова Н.М., устное сообщение) были после перемагничивания наклонены на север-северо-запад и на северо-запад на углы 10-30°. Если рассмотренный механизм верен, то можно установить ограничения на время сдвиговых деформаций в Западной Монголии, которые привели к формированию регионального субвертикального кливажа субмеридионального простирания. Он был сформирован до перемагничивания пород в позднем карбоне-перми. С рассмотренным механизмом резко не увязываются направления высокотемпературных компонент намагниченности расслоенного габбро хребта Дариби и вулканогенно-осадочных толщ хребта Хан-Хухей. Их направления намагниченности в ССК резко не совпадают с направлением позднекарбон-пермского перемагничивания и в случае, если они также были перемагничены в период суперхрона обратной полярности, то необходимо предполагать, что габбро хребта

Дариби после перемагничивания было наклонено на юго-запад, а вулканогенно-осадочные толщи – на северо-запад на углы 90-110°. Поскольку, по крайней мере, изученный разрез вулканогенно-осадочной толщи хребта Хан-Хухей не является опрокинутым, предположение об их сильном наклоне после перемагничивания маловероятно.

Вариант 2. Компонента В не является вторичной, ее формирование незначительно оторвано от времени формирования пород. Если это так, то в структуре Озерной зоны Монголии присутствуют фрагменты различных островодужных сегментов, сформированных на разных широтах. Вулканогенно-осадочные толщи хребтов Сэйр и Хан-Хухей формировались в широтном интервале 28-33-40° (минимальное-среднее-максимальное значения). Широтные интервалы для толщ хребта Дариби – 13-17-23°. Надежно рассчитать, как исследованные комплексы перемещались относительно Сибири достаточно сложно из-за неоднозначности определения палеомагнитного полюса Сибири для венда-раннего кембрия. Существуют две группы полюсов. Одна группа располагается ближе к Австралии (Павлов и др., 2004; Shatsillo et al., 2005; Smethurst et al., 1998 и др.), другая – ближе к Африке (Казанский, 2002; Павлов и др., 2004; Shatsillo et al., 2005 и др.). Особенностью полюсов первой группы является то, что они рассчитаны по монополярным палеомагнитным направлениям. Полюса второй группы рассчитаны по биполярным направлениям. Поскольку полученные нами направления также монополярны, сравнение проведено с полюсами первой группы. Палеомагнитные данные показывают, что Сибирский кратон в венде-раннем кембрии располагался в южном полушарии. «Монгольская» часть Сибири находилась на 20-30° южной широты. Использование методов (Beck, 1980; Demarest, 1983) показало, что островодужные комплексы Монголии не могли быть совмещены с Сибирским кратоном, если они формировались в северном полушарии, и могли быть частью Сибири, если – в южном полушарии (рис. 5). Поскольку в структуре Озерной зоны Монголии в основном находятся фрагменты энсиматических, а не континентальных островных дуг, по-видимому, в венде-кембрии они находились в северном полушарии. Такие же выводы сделаны в работах (Казанский, 2002; Кунгурцев и др., 2001) по другим районам Центральной Азии. Если это так, то ширина бассейна между островными дугами и Сибирским материком составляла 4000-6000 км. В период коллизии (начало ордовика) «монгольская» часть Сибири находилась в приэкватори-

альных районах. Следовательно, островодужные сегменты до коллизии испытали широтное перемещение с севера на юг 2000-3000 км.

Блоки вулканогенно-осадочных пород хребтов Дариби и Хан-Хухей развернуты вокруг вертикальной оси на разные углы как относительно друг-друга, так и относительно Сибири. По-видимому, эти вращения связаны со сдвиговыми перемещениями, так как в указанных хребтах широко проявлены сдвиговые структуры. В хребте Сэйр сдвиговые структуры не зафиксированы и, как показано выше, толщи вообще очень слабо деформированы. «Ожидаемое» склонение намагниченности пород Монгольской части Сибири во время коллизии (ранний ордовик), рассчитанное из раннеордовикского Сибирского полюса (Шацилло, устное сообщение) – около 140°. Склонение намагниченности пород хребта Сэйр, после перевода его в прямую полярность – 340°. Следовательно, островодужные блоки хребта Сэйр до или во время коллизии были развернуты относительно Сибири на 160° против часовой стрелки.

ВЫВОДЫ

1. Намагниченность венд-раннекембрийских офиолитов и вулканогенно-осадочных пород хребтов Дариби, Сэйр, Хан-Хухей, Баян-Хонгорской зоны включает три компоненты намагниченности. Низкотемпературные компоненты А, очевидно, вторичные. По-видимому, некоторые из них образовались в результате перемагничивания пород по современному магнитному полю в районе Монголии. Компоненты намагниченности В образуют группы векторов с отрицательным накло-

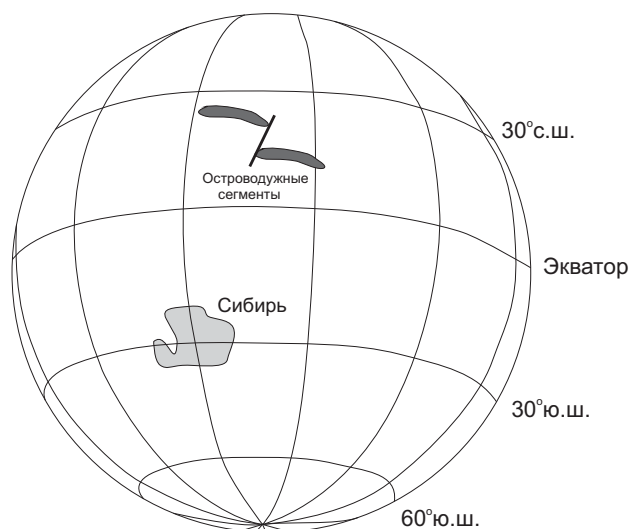


Рис. 5. Реконструкции пространственного положения островодужных сегментов и Сибири в венде-раннем кембрии.

нением. Тест складки, выполненный для пород хребта Сэйр, показал, что они доскладчатые. Самые высокотемпературные компоненты намагниченности *S* во всех разрезах распределены хаотически.

2. Рассматриваются два варианта интерпретации компоненты *B* – компонента имеет первичное происхождение (1) и образовалась в результате перемагничивания пород в период позднекарбон-пермского суперхрона (2). Если компонента *B* не является вторичной и ее формирование незначительно оторвано от времени формирования пород, то, по-видимому, в структуре Озерной зоны Монголии присутствуют фрагменты различных островодужных сегментов, сформированных на разных широтах. Вулканогенно-осадочные толщи хребтов Сэйр и Хан-Хухей формировались в широтном интервале 28-33-40° (минимальное-средне-максимальное значения). Широтные интервалы для толщ хребта Дариби – 13-17-23°. Островодужные сегменты были значительно удалены от окраины Сибирского кратона и претерпели до столкновения с ним перемещения 2000-3000 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 09-05-00859а.

Список литературы

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.
- Веселовский Р.В., Галле И., Павлов В.Э.* Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Физика Земли. 2003. № 10. С. 78-94.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120-140.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б.* Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Геотектоника. 1984. № 3. С. 40-52.
- Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева О.И., Рихтер А.В.* Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии // Геотектоника. 1997. № 2. С. 53-62.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93-108.
- Казанский А.Ю.* Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 25 с.
- Кежежинская П.К., Кежежинская К.Б., Пухтель И.С.* Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баянхонгорской (МНР) // ДАН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 718-721.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др.* Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453-495.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. и др.* Два типа источников магм редкометальных щелочных гранитоидов // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 506-534.
- Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.* Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. № 5. С. 81-96.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии // Геология и геофизика. 2010. № 4. С. 45-69.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22-43.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др.* Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.
- Коптева В.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О.* Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии // Геотектоника. 1984. № 6. С. 39-53.
- Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.* Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде-кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1042-1051.
- 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.
- Павлов В.Э., Галле И., Шацлло А.В., Водовозов В.Ю.* Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля

- в начале фанерозоя // *Физика Земли*. 2004. № 2. С. 28-49.
- Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г. и др.* Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*. 2007. Т. 414. № 4. С. 518-522.
- Рязанцев А.В.* Офиолиты Баянхонгорской зоны в структуре палеозойид Монголии // *ДАН*. 1994. Т. 336. № 6. С. 651-654.
- Хераскова Т.Н., Томуртоого О., Хаун Е.В.* Офиолиты и верхнедокембрийско-нижнепалеозойские образования Озерной зоны хребта Дариби (Западная Монголия) // *Известия АН СССР. Сер. Геол.* 1985. № 6. С. 25-31.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Шипунов С.В.* Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // *Физика Земли*. 1995. № 4. С. 67-74.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*. 2002. Т. 387. № 3. С. 387-392.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*. 2000. № 5. С. 1-27.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*. 2006. Т. 410. № 5. С. 657-662.
- Beck M.E., Jr.* Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 7115-7131.
- Demarest H.H., Jr.* Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 4121-4328.
- Evans D.A., Zhuravlev A.Y., Budney C.J., Kirschvink J.L.* Paleomagnetism of the Bayan Gol Formation, western Mongolia // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 4. P. 487-496
- McFadden P.L., Jones D.L.* The fold test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1981. V. 67. P. 53-58.
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699-718.
- Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P.* Paleomagnetic study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian platform assembled at this time? // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. P. 61-92.
- Shatsillo A.V., Didenko A.N., and Pavlov V.E.* Two competing Paleomagnetic directions in the Late Vendian: New data for the SW Region of the Siberian Platform // *Russian Journal Of Earth Sciences*, V. 7, ES4002, doi:10.2205/2004ES000169, 2005
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Paleozoic palaeomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // *Earth-Science Reviews*. 1998. V. 43. P. 1-24.
- Zijderveld J.D.A.A.C.* Demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in palaeomagnetism*. Ed. Collinson D.W., Creer K.M. Amsterdam, a. o., Elsevier Publ. Co., 1967. P. 254-286.

THE PRELIMINARY PALEOMAGNETIC DATA ON VENDIAN-CAMBRIAN GEOLOGICAL COMPLEXES OF MONGOLIA

D.V. Kovalenko, O.A. Ageeva

The organization of the Russian academy of sciences institute of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry Russian academy of sciences

The author carried out paleomagnetic investigations of the vendian-cambrian geological complexes in Mongolia. Three components of the magnetism were revealed. The high-temperature components can be regarded as pre-folding (1) or secondary (2). Two variants are under discussion.

Keywords: magnetism, paleolatitude, tectonic emplacement, declination, inclination