

**ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИНТРУЗИЯХ НЕРСИНСКОГО
КОМПЛЕКСА БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ**

**Д.В. Метелкин, И.В. Белоносов, Д.П. Гладкочуб*, Т.В. Донская*,
А.М. Мазукабзов*, А.М. Станевич***

*Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия
* Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Представлены результаты палеомагнитных исследований ряда субвулканических интрузий, широко распространенных в пределах Присянской окраины Сибирской платформы. Их формирование связывают с начальной стадией внутриконтинентального рифтогенеза, приведшего к деструкции неопротерозойского суперконтинента Родиния. Подобная геодинамическая позиция позволяет использовать этот объект для решения вопроса о положении Сибирского кратона в структуре Родинии. По результатам исследований габбро-долеритов нерсинского комплекса и осадочных пород карагасской серии удалось установить две древние стабильные компоненты намагниченности. Первая, предположительно синскладчатая, отвечает раннепалеозойскому времени, вторая характеристическая компонента $D_s = 146,4$, $I_s = 11,0$, $\alpha_{95} = 13,3$, с одной стороны, может быть первичной и характеризовать положение Бирюсинской окраины Сибирского кратона в неопротерозое, а с другой — являться отражением процессов регионального перемангничивания в раннем палеозое. Приводится детальный анализ полученной палеомагнитной информации с использованием палеомагнитных тестов обращения, складки, отжига и тестирование рассчитанных палеомагнитных полюсов на соответствие имеющимся тектоническим моделям строения суперконтинента Родиния. Последнее показывает, что в неопротерозойское время Сибирский континент был обращен к Лаврентии своей южной, в современных координатах, окраиной и располагался в экваториальных широтах.

Неопротерозой, палеомагнитный полюс, Сибирский кратон, Родиния.

**PALEOMAGNETIC DIRECTIONS FROM NERSA INTRUSIONS OF THE BIRYUSA TERRANE,
SIBERIAN CRATON, AS A REFLECTION OF TECTONIC EVENTS DURING THE NEOPROTEROZOIC**

D.V. Metelkin, I.V. Belonov, D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, A.M. Mazukabov, and A.M. Stanevich

New paleomagnetic data have been obtained from the Neoproterozoic subvolcanic intrusions which are widespread in the Biryusa terrane of the southwestern margin of the Siberian craton. The mafic dike swarms called the Nersa complex are rift-related subvolcanics, which could be used as indicators of the initial stage of the Neoproterozoic breakup of the Rodinia supercontinent. Two stable components of magnetization from the Nersa intrusions and Neoproterozoic sedimentary rocks of the Karagas series have been obtained. One of them is possibly a synfolding component related to the Early Paleozoic deformation processes. The other is the characteristic component of remanent magnetization, with the site-mean direction characterized by $D_s = 146.4$, $I_s = 11.0$, and $\alpha_{95} = 13.3$. The nature of this component is disputable. On the one hand, it can locate Siberia in the Late Neoproterozoic, but on the other hand, it can also reflect the Early Paleozoic remagnetization processes. Detailed analysis of the data, including results of reversal, baked-contact, and fold tests, suggests that the paleomagnetic directions could be of primary origin. We have tested the new paleomagnetic pole for its correspondence to some alternative tectonic reconstructions of Rodinia and believe that Siberia had an equatorial position and its modern southern margin was oriented to Laurentia during Neoproterozoic time.

Neoproterozoic, paleomagnetic pole, Siberian craton, Rodinia

ВВЕДЕНИЕ

Современные взгляды на историю развития Земли в неопротерозое дают основания предполагать, что к этому времени основные кристаллические блоки, формирующие фундамент древних платформ, были собраны в единый суперконтинент — Родинию [1—5]. Однако структура этого суперконтинента, в частности, положение Сибирского кратона и его взаимоотношения с окружающими блоками остаются дискуссионными [6]. Прямым тестированием имеющихся геологических моделей, связанных с реконст-

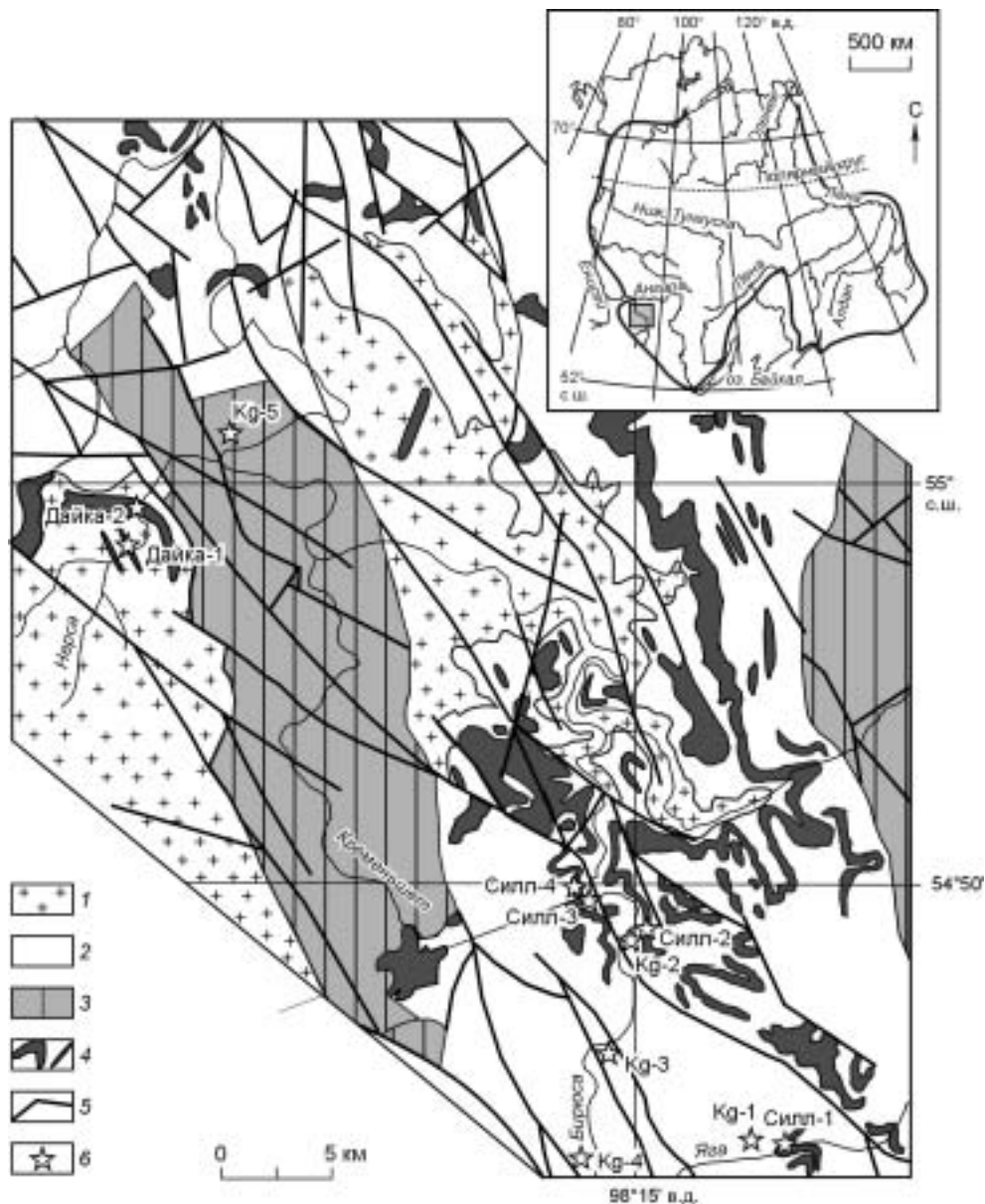


Рис. 1. Геологическая схема среднего течения р. Бирюса (составлена с использованием материалов, предоставленных Г.А. Белозеровым, Т.В. Горбовской).

1 — палеопротерозойские гранитоиды саянского комплекса; 2 — неопротерозойские отложения карагасской серии; 3 — вендские отложения оселковской серии; 4 — неопротерозойские интрузии нерсинского комплекса; 5 — основные разломы; 6 — точки отбора палеомагнитных проб. На врезке показано географическое положение района исследований.

рукцией суперконтинента, является сравнение палеомагнитных данных, полученных по одновозрастным позднепротерозойским комплексам Сибирского и Северо-Американского кратонов, поскольку в большинстве реконструкций взаимодействие Сибири предполагается именно с Лаврентией [1—6]. Однако отсутствие надежных палеомагнитных данных для неопротерозоя Сибири не позволяет это сделать. В пределах юго-западной периферии Сибирского кратона широко распространены дайки, силлы и маломощные штоки габбро-диабазов, формирование которых связывают с начальной стадией внутриконтинентального рифтогенеза и последующей деструкцией неопротерозойского суперконтинента [7]. В пределах Бирюсинской глыбы эти образования, локализованные в разрезах неопротерозойских осадочных толщ, относят к нерсинскому комплексу [8]. Новые палеомагнитные данные по этому региону могли бы заполнить существующий пробел и помочь в решении имеющихся противоречий.

В данной работе представлены результаты палеомагнитных исследований ряда субвулканических интрузий нерсинского комплекса и вмещающих их осадков карагасской серии, развитых в среднем течении р. Бирюса (см. рис. 1).

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее распространены в пределах участка палеомагнитных исследований (рис. 1) неопротерозойские отложения карагасской серии, которые с резким угловым несогласием и конгломератами в основании перекрывают разновозрастные метаморфические и интрузивные комплексы. В составе карагасской серии общей мощностью от 800 до 3 000 м выделяются три четких ритма, положенных в основу разделения ее на свиты: шангулежскую, тагульскую и ипситскую [9]. В основании ритмов преобладают терригенные породы: полевошпат-кварцевые, аркозовые, полимиктовые песчаники и алевролиты, преимущественно розового и красновато-серого, реже зеленовато-серого цветов. Разрезы верхней части ритмов содержат значительные по мощности горизонты окремненных доломитов также преимущественно розового и серого цветов, ритмично переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами. На основе комплекса микрофитолитов и строматолитов, обнаруженных в разрезах карагасской серии, в том числе в пределах бассейна р. Бирюса — в районе наших исследований [9—11], ее сопоставляют с верхнерифейскими разрезами чингасанской серии Енисейского кряжа и уйской серии Учуро-Майского района, предлагая ограничить возраст отложений карагасской серии интервалом 850—720 млн лет [12]. Нижняя возрастная граница в 850 млн лет предполагается, исходя из U-Pb датировок гранитов Татарско-Аяхтинских батолитов [13], галька которых содержится в базальных слоях чингасанской серии [12]. Однако, следуя предлагаемой корреляции, не исключен и более древний возраст основания разреза карагасской серии. Об этом свидетельствуют полученные в последнее время Sm-Nd (942 ± 19 млн лет) и U-Pb (947 ± 7 , 1005 ± 4 млн лет) определения в диабазовых силлах, прорывающих отложения кандыкской свиты основания уйской серии [3, 14].

Оселковая серия с несогласием перекрывает терригенно-карбонатные отложения верхних частей разреза карагасской серии. В составе толщи по мере наращивания разреза снизу вверх наблюдается смена песчанисто-алевролитовых с конгломератами, известняками и доломитами пачек основания серии песчаниками, алевролитами и аргиллитами верхних горизонтов [9]. Открытие тиллитового горизонта в основании оселковой серии, сопоставимого по возрасту с варангерским оледенением, и биоты бесскелетных *Metazoa* выше этого горизонта позволяют считать возраст отложений этой серии вендским [15]. В таком случае не исключено, что верхняя возрастная граница формирования пород карагасской серии может быть гораздо моложе (около 650 млн лет), чем предполагалось ранее.

К интрузивным образованиям, развитым в пределах исследуемой области, относятся выходы на поверхность современного эрозионного среза палеопротерозойских гранитоидов саянского комплекса и неопротерозойских габбро-долеритов нерсинского комплекса. Последние слагают многочисленные, как правило, субпластовые тела среди отложений карагасской серии (см. рис. 1). Наиболее часто силлы располагаются между осадочными пачками разного литологического состава, т.е. приурочены к границам раздела слоев с различными физическими (в том числе плотностными) характеристиками. Мощность отдельных тел достигает десятков метров. Кроме этого, к нерсинскому комплексу традиционно относят дайковые тела. Дайки относительно малочисленны, их мощность варьирует от 5 до 35 м. Главным образом они приурочены к господствующей системе разломов северо-западного простирания и наиболее ярко представлены в поле развития гранитоидов саянского комплекса. Неопротерозойский возраст габбро-долеритов, относимых к нерсинскому комплексу, в настоящее время может быть обоснован лишь на основании геологических и единичных геохронологических данных. О довендском возрасте рассматриваемых субвулканических интрузий свидетельствует то, что силлы и дайки нерсинского комплекса на территории Бирюсинской глыбы локализируются в разрезах карагасской серии и среди раннепротерозойских метаморфических и интрузивных образований [8, 16]. В перекрывающих осадочные толщи карагасской серии вендских отложениях оселковой серии ни дайки, ни силлы до настоящего времени не обнаружены. Единичные валовые определения абсолютного возраста, выполненные в 70-е годы K-Ar методом, показали, что возраст габбро-долеритов нерсинского комплекса соответствует интервалу 780—980 млн лет [8]. Кроме этого, в пользу неопротерозойского возраста рассматриваемых пород свидетельствуют результаты Ar-Ar и Sm-Nd датирования аналогичных образований, развитых в пределах прилегающих областей Шарыжалгайского выступа (740—850 млн лет) [17].

В процессе палеомагнитных исследований опробованы 4 силла и 2 дайки габбро-долеритов (см. рис. 1). Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (от 45 до 65 %) и клинопироксен (до 35 %). Второстепенные минералы (роговая обманка, биотит) составляют не более 3 % и рудные — от 5 до 10 %. Вторичные изменения выражены в замещении породообразующих минералов хлорит-актинолитовым агрегатом для клинопироксена и глинисто-слюдистыми минералами и альбитом для плагиоклаза, иногда до полного замещения, когда сохраняются только реликты структуры.

Обнажение (силл-1) габбро-долеритов расположено в правом борту р. Яга в 10 км выше устья ($54^{\circ}45'$ с.ш., $98^{\circ}22'$ в.д.). Видимая мощность тела составляет около 50 м. Образцы (10 шт.) отобраны из центральной части силла с интервалом 1—2 м по простиранию. В этом же районе опробованы вмещающие силл-1 среднезернистые плотные розовые, розовато-серые, преимущественно кварцевые песчаники шан-

гулежской свиты (Kg-1, 10 обр.). Контакт между габбро-долеритами и вмещающими песчаниками не вскрыт. Углы падения песчаников не превышают 4° при северо-восточном простираии толщи. По геологической структуре тело габбро-долеритов (силл-1) также, вероятно, имеет ненарушенное залегание.

Второй силл (силл-2) габбро-долеритов опробован в правом борту р. Бирюса в 15 км ниже по течению от устья р. Яга ($54^\circ 49'$ с.ш., $98^\circ 15'$ в.д.). Отобраны 10 образцов из центральной части интрузии. Вмещающими отложениями служат мелко- и среднезернистые аркозовые песчаники и алевролиты шангулежской свиты преимущественно розового и красновато-серого цветов с прослоями окремненных розовых и серых доломитов. Падение осадочной толщи $250\text{—}265^\circ$, угол $20\text{—}30^\circ$. Вмещающие отложения (Kg-2, 4 обр.) опробованы выше по течению р. Бирюса в 500 м от силла-2.

В 3 км ниже по течению р. Бирюса в левом ее борту ($54^\circ 49'$ с.ш., $98^\circ 13'$ в.д.) расположены силл-3 и силл-4. Тела габбро-долеритов представляют собой пластовые интрузии среди пологозалегающей с незначительным падением на юго-запад толщи вишневых и серо-зеленых песчаников и алевролитов шангулежской свиты. Видимая мощность интрузивных тел составляет около $40\text{—}60$ м. Опробованы центральная часть силла-3 (10 обр.) и эндоконтактная часть силла-4 (5 обр.). В пределах видимого в обнажении нижнего контакта силла-4 отмечается ороговикование вмещающих песчаников. Мощность опробованной зоны экзоконтакта около 2,5 м (12 обр.). Цвет первично-осадочных пород в зоне экзоконтакта изменяется с серо-зеленого до бурого, коричневого, а сами породы становятся более плотными, массивными.

Отложения карагасской серии, вмещающие описанные выше субпластовые тела, изучены в береговых обнажениях по р. Бирюса (см. рис. 1). В ее правом борту в 9 км от устья р. Яга ($54^\circ 46'$ с.ш., $98^\circ 15'$ в.д.) опробован разрез шангулежской свиты, представленный переслаиванием мелко- и среднезернистых желтоватых, розовых, бурых песчаников, алевролитов и окремненных розовых, розовато-серых доломитов (Kg-3, 8 обр.). В 5 км выше по течению р. Бирюса ($54^\circ 44'$ с.ш., $98^\circ 13'$ в.д.) по левому борту реки опробован разрез тагульской свиты, представленный здесь переслаиванием средне- и мелкозернистых пестроцветных аркозовых песчаников, алевролитов (Kg-4, 11 обр.). Отложения ипситской свиты карагасской серии в данном районе распространены локально и изучены в обнажении по левому борту р. Бирюса, в 1,5 км ниже устья р. Нерса (Kg-5, 11 обр.). Здесь изученный разрез представлен вишнево-красными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.

В левом борту р. Нерса, в 8 км от устья ($54^\circ 58'$ с.ш., $97^\circ 50'$ в.д.), изучено обнажение, в котором наблюдается контакт дайки габбро-долеритов с гранитами саянского комплекса. Дайка долеритов мощностью более 3 м имеет субвертикальную ориентировку и, вероятно, не испытала значимого наклона после внедрения. Отобраны образцы долеритов дайки (дайка-1, 9 обр.), граниты в ее экзоконтактной части (6 обр.) и для сравнения граниты, не подвергшиеся температурному воздействию дайки, в 5 м от контакта (10 обр.).

Еще одно крупное тело габбро-долеритов (дайка-2), прорывающее тот же гранитный массив, опробовано (9 обр.) в береговом обнажении в левом борту р. Нерса в 4 км от устья ($54^\circ 59'$ с.ш., $97^\circ 53'$ в.д.).

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторные палеомагнитные эксперименты и обработка результатов выполнены на аппаратуре Палеомагнитного центра ИГ СО РАН (г. Новосибирск) в соответствии со стандартной методикой и учетом методических разработок последних лет [18—27]. Все образцы прошли детальную температурную чистку с шагом $30\text{—}40^\circ\text{C}$, которая выполнялась до полного их размагничивания или до того момента, когда величина намагниченности становилась соизмеримой с чувствительностью прибора, в ряде случаев до того момента, когда становилось очевидным, что вектор намагниченности в процессе чистки изменяется хаотически. Для проведения экспериментов по размагничиванию использовалась экранированная печь системы В.П. Апарина (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) с остаточным полем менее 10 нТл. Измерения величины остаточной намагниченности после каждой ступени нагрева осуществлялись на спин-магнитометре JR-4 (Чехия) в экранированном от внешнего поля пространстве. Результаты лабораторных экспериментов анализировались при помощи специализированных пакетов прикладных программ [26, 27], использующих для разделения компонент намагниченности стандартные методы, включая компонентный анализ [19] и метод пересечения больших кругов [18]. Для измерения объемной магнитной восприимчивости использовался каппометр системы К.С. Буракова (ОИФЗ РАН, г. Москва) с чувствительностью $2 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скалярные магнитные характеристики — величина магнитной восприимчивости (X) и величина естественной остаточной намагниченности (NRM) изученных диабазов незначительно меняются для каждого отдельно взятого тела, однако на диаграмме NRM— X четко обособлены две группы значений

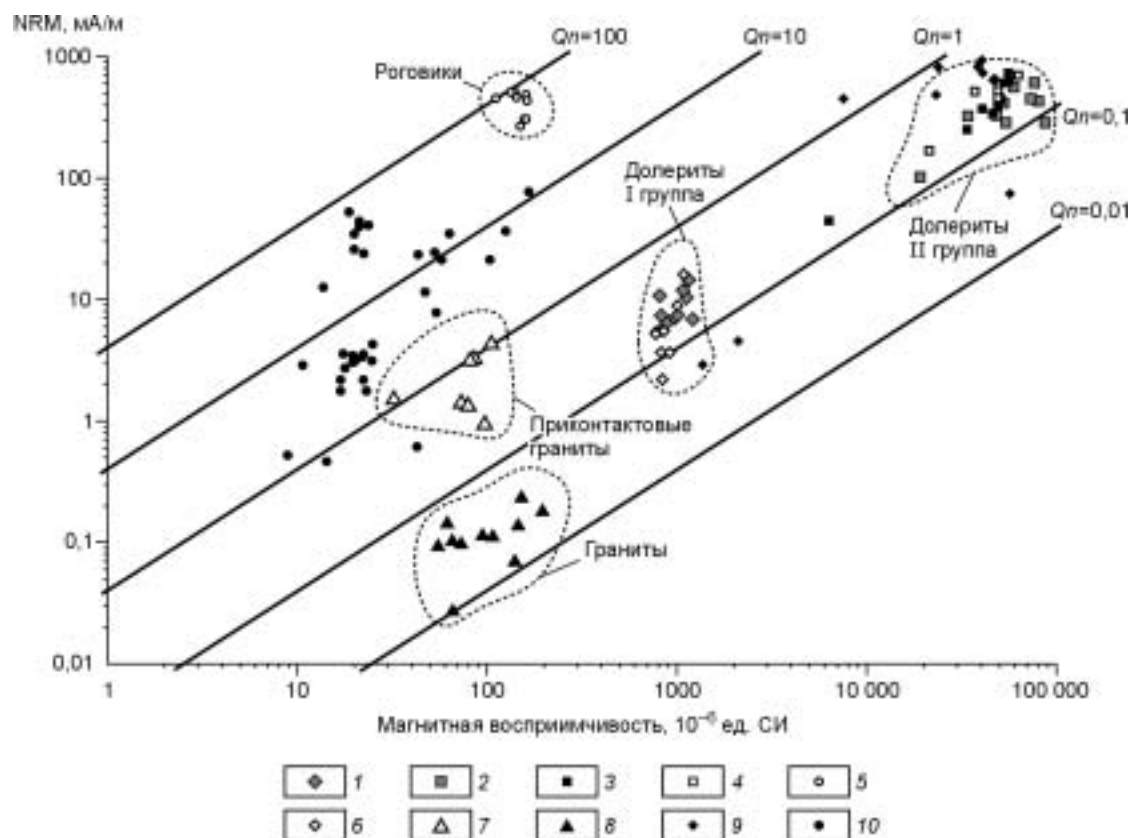


Рис. 2. Скалярные магнитные характеристики изученных пород.

1 — силл-1; 2 — силл-2; 3 — силл-3; 4 — силл-4; 5 — роговики экзоконтакта силла-4; 6 — дайка-1; 7 — граниты в экзоконтакте дайки-1; 8 — граниты вдали от контакта дайки-1; 9 — дайка-2; 10 — осадочные породы карагасской серии (представлены не все образцы).

NRM/X (рис. 2): первая, имеющая незначительный субвертикальный тренд величины NRM (от 2 до 20 мА/м) при значениях магнитной восприимчивости около 10^{-3} ед. СИ, и вторая со значениями величины естественной остаточной намагниченности от 100 до 800 мА/м и X выше 10^{-2} ед. СИ. Разница в значениях петромагнитных характеристик, на наш взгляд, может быть обусловлена различной степенью вторичных изменений. Об этом же свидетельствует низкое значение фактора Q_n . Пониженные, часто меньше единицы, значения Q_n для магматических и вулканогенных пород связаны преимущественно с возрастанием значения X , вероятно, за счет постмагматических, зачастую низкотемпературных, превращений ферримагнитных минералов и железосодержащих силикатов [28].

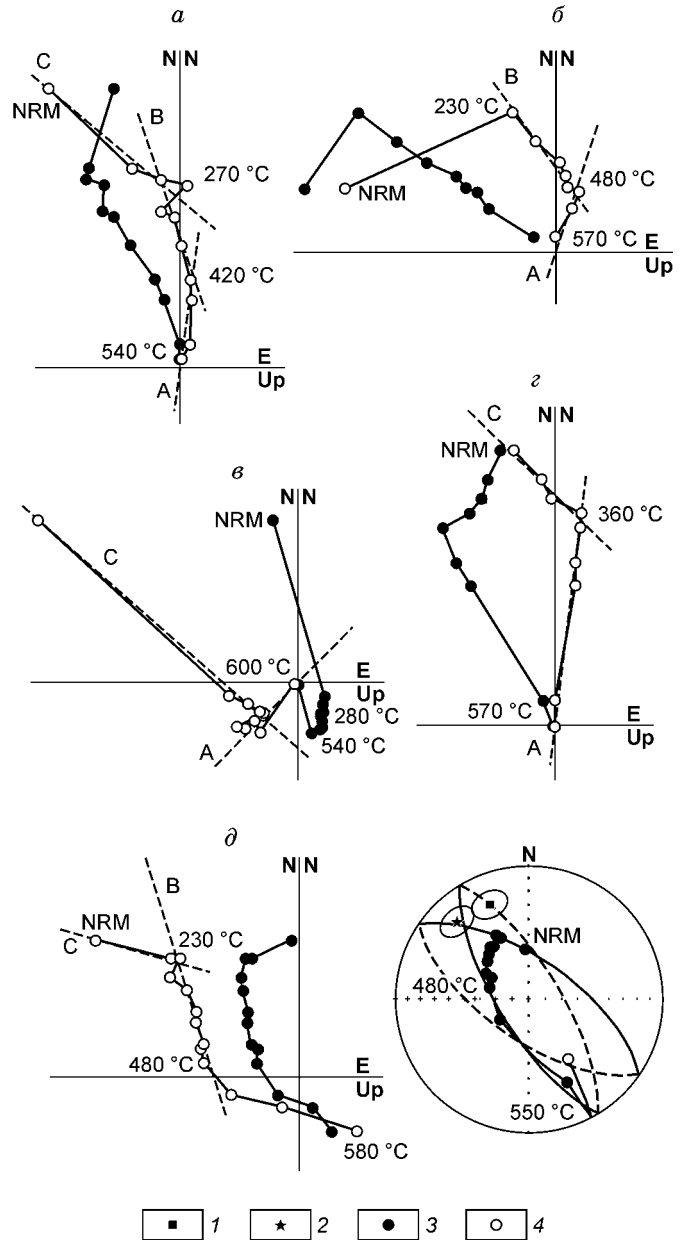
Важной петромагнитной особенностью пород, отобранных из приконтактной части нерсинских интрузий, является резкое увеличение естественной остаточной намагниченности и Q_n , характеризующее процесс высокотемпературного отжига и связанное с ним окисление вмещающих пород [28]. Наиболее четко этот эффект заметен для гранитов. Величины NRM обожженных и необожженных гранитов различаются более чем на порядок. Для первых NRM принимает значения от 1 до 5 мА/м, а для вторых — 0,03—0,25 мА/м, при этом величины X в среднем мало различаются (см. рис. 2). Соответственно существенно изменяется и фактор Q_n для обожженных (около 1) и для необожженных (0,05) гранитов.

Осадочные породы шангулежской и тагульской свит характеризуются сравнительно невысокими значениями X , как правило менее 100 ед. СИ, а значение NRM/X на диаграмме имеют достаточно хорошо выраженный субвертикальный тренд. Значения Q_n варьируют от 1 до 100 (см. рис. 2). Такие распределения часто характеризуют породы, обладающие химическим, а не ориентационным типом намагниченности, и могут быть обусловлены вторичными экзогенными процессами, которые влекут за собой частичное либо полное изменение первичной палеомагнитной информации [29].

Результаты терморазмагничивания. В образцах нерсинских интрузий выявлен мультикомпонентный состав намагниченности. В низкотемпературном интервале до 230—270 °С разрушается компонента прямой полярности, близкая к направлению современного геомагнитного поля (компонента С), в интервале до -400 °С — среднетемпературная компонента прямой полярности (компонента В). В высокотемпе-

Рис. 3. Характерные диаграммы Зийдервельда по результатам терморазмагничивания долеритов.

a — дайка-1; *б* — силл-2; *в* — силл-4; *г* — силл-3; *д* — диаграмма Зийдервельда и стереограмма для образца долерита из силла-1. На стереограмме показаны: большие круги, соответствующие области перекрытия деблокирующих спектров компонент С—В и В—А (точка пересечения кругов отвечает направлению компоненты В по методу [22]) и направление компоненты В: 1 — выделенное для этого образца с использованием компонентного анализа [19], 2 — среднее по всем изученным образцам. Здесь и далее на диаграммах Зийдервельда: 3 — проекции векторов на горизонтальную, 4 — на вертикальную плоскости. На стереограммах: 3 — проекции векторов на нижнюю, 4 — на верхнюю полусферы. Диаграммы даны в стратиграфической системе координат.



ратурном интервале выявлена характеристическая компонента намагниченности как прямой, так и обратной полярности (компонента А). Последняя отвечает высокожелезистому титаномагнетиту с деблокирующей температурой ($T_{дб}$), равной 540 °С, чаще магнетиту с $T_{дб} = 570$ °С, иногда полное размагничивание достигается при температурах около 580—600 °С. В большинстве образцов компонента А является характеристической (рис. 3). В образцах некоторых изученных интрузий низкотемпературные компоненты (В или С) отсутствуют либо не имеют регулярного направления (см. рис. 3, *в, г*). Для долеритов силла-1 наблюдается значительное перекрытие спектров деблокирующих температур всех трех компонент (А, В, С), поэтому для выделения компоненты В в ряде случаев успешно работает метод Хоффмана—Дея [22] (см. рис. 3, *д*). Это свидетельствует о том, что компонента В не может являться суперпозицией А и С, т. е. состав NRM образцов действительно трехкомпонентный. Направление высокотемпературной компоненты А для долеритов силла-1 удастся определить только с использованием метода кругов перемagnetивания. Следует отметить, что именно для этих пород отмечается наиболее сильное воздействие наложенных процессов. Вторичным изменениям подвергаются все минералы: идет сосюритизация плагиоклаза, хлоритизация клинопироксена, также наблюдается зеленый хлорит, распространенный в интерстициях между плагиоклазом и клинопироксеном, развивающийся по стеклу.

В составе NRM обожженных гранитов из приконтактной части дайки-1 установлены все три компонента (А, В, С) намагниченности (рис. 4, *а*). Однако в отличие от долеритов пол-

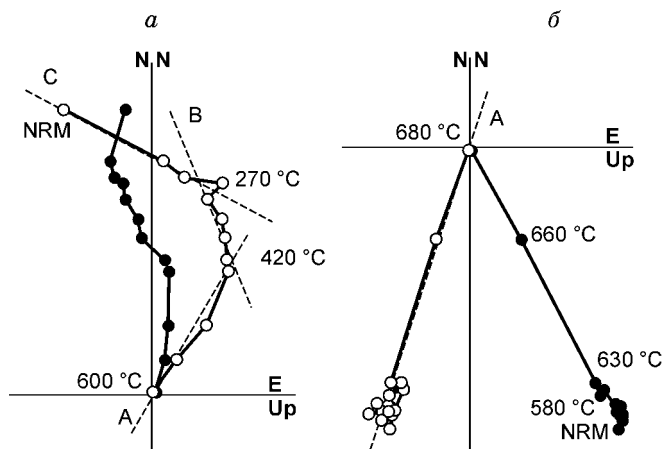


Рис. 4. Характерные диаграммы Зийдервельда по результатам терморазмагничивания пород экзоконтактной части интрузий.

a — граниты в экзоконтакте дайки-1, *б* — роговики экзоконтактной части силла-4. Усл. обозн. см. на рис. 3.

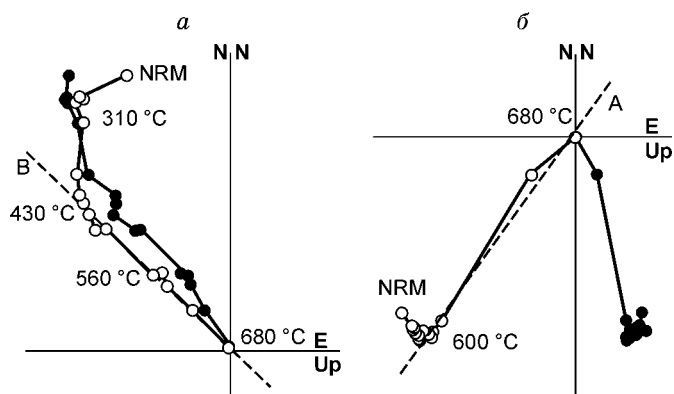


Рис. 5. Характерные диаграммы Зийдervельда по результатам терморазмагничивания песчаников карагасской серии.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

ное размагничивание во всех случаях достигается при температурах не ниже 570 °С, при этом также отчетливо фиксируется характеристическая компонента намагниченности, направление которой соответствует компоненте А долеритов. В гранитах, отобранных вдали от контакта с интрузией (в 5 м), стабильной компоненты намагниченности уста-

новить не удастся. Распределение единичных направлений для изученных образцов хаотично ($K < 3$).

В роговиках экзоконтактовой зоны силла-4 обнаружена только одна компонента намагниченности — компонента А. В отличие от долеритов намагниченность роговиков более устойчива к воздействию температуры и связана с гематитом. При нагреве до температур порядка 580 °С отчетливо фиксируется характерное для гематита сохранение величины и направления остаточной намагниченности. В высокотемпературном интервале 580—680 °С происходит резкое падение величины NRM, вместе с тем на диаграммах Зийдervельда наблюдается смещение проекции вектора вдоль линий, направленных к центру координат, что говорит о разрушении характеристической компоненты намагниченности (см. рис. 4, б). В отличие от компоненты А в долеритах дайки-1 и гранитах ее экзоконтакта вектор компоненты А в роговиках приконтактовой части силла-4, как и в самих долеритах этого силла, имеет антиподальное — юго-восточное склонение и отрицательное наклонение.

Отличительной особенностью изученных осадочных пород карагасской серии, вмещающих силлы долеритов нерсинского комплекса, является высокая устойчивость к температурному воздействию. При нагреве до 570—580 °С величина и направление остаточной намагниченности остаются практически без изменений. Лишь для некоторых образцов в низкотемпературном интервале (до 230 °С) удается установить присутствие компоненты С. В высокотемпературном интервале размагничивания (600—680 °С) происходит резкое падение величины остаточной намагниченности и смещение проекции вектора в направлении к центру координат диаграммы. В большинстве случаев высокотемпературная компонента является характеристической и по направлению отвечает либо компоненте В, либо А, но с более высокими значениями наклонения (рис. 5). Сосуществования компонент А и В в образцах, отобранных из одного и того же обнажения, не отмечено.

АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Компонента С установлена в породах различного литологического состава: как в долеритах нерсинского комплекса, так и в различной степени измененных осадках карагасской серии (таблица). Среднее направление компоненты С в географической системе координат близко к направлению современного магнитного поля ($D_g = 5,6$; $I_g = 53,3$; $\alpha_{95} = 8,0$). Эта компонента, безусловно, является вторичной и, вероятно, обусловлена смесью современной и лабораторной вязкой компонент.

Компонента В также выявлена в породах различного литологического состава (см. таблицу). При этом в нерсинских долеритах она никогда не является компонентой ChRM и всегда характеризует только среднетемпературный интервал размагничивания. Напротив, в осадочных породах карагасской серии эта стабильная компонента отмечена как характеристическая. Сравнение кучностей полученного распределения средних векторов компоненты В в географической и стратиграфической системах координат (см. таблицу), а также при пропорциональном „распрямлении складки“ указывают на возможность синскладчатой природы этой компоненты. Максимальная кучность ($K = 35,9$) достигается при 64%-м распрямлении складки при среднем направлении $D = 317,5^\circ$, $I = 24,3^\circ$, $\alpha_{95} = 10,2$. Тест Ватсона—Энкина [24] показывает, что максимальная кучность достигается при распрямлении складки — 63,1 %, при этом 95%-й интервал доверия от 30,1 до 97,2 % хотя и близок к „полному распрямлению“, тем не менее не пересекает его. Соответственно, мы не можем с полной уверенностью утверждать синскладчатую природу компоненты В, однако вероятность этого достаточно высока. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по направлению вектора при 64%-м распрямлении складки (см. таблицу) соответствует раннекембрийскому (530—540 млн лет) интервалу траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибирской платформы [30]. Этот факт в совокупности с результатами теста складки позволяет предполагать раннепалеозойский возраст выделенной компоненты намагниченности и связывать ее образование с аккреционно-коллизон-

**Направления стабильных компонент намагниченности в изученных неопротерозойских комплексах
Бирюсинского Присянья и положение палеомагнитных полюсов**

Объект	n/N	D_g	I_g	D_s	I_s	K	α_{95}
Долериты, силл-1	10/10	33/6	54,3	33,6	54,3	20,1	11,0
», силл-3	10/10	18,0	39,4	17,8	44,4	21,3	10,7
», силл-4	5/5	11,8	55,7	10,5	60,6	153,1	6,2
», дайка-4	9/9	351,0	52,9	351	52,9	55,7	7,0
Граниты экзоконтакта, дайка-1	5/6	358,0	51,9	358	51,9	25,8	15,4
Долериты, дайка-2	7/9	352,4	51,9	352,4	51,9	105,6	5,9
Песчаники, тагульская св., Kg-4	8/11	7,3	49,1	7,3	49,1	14,6	15,0
», ипситская св., Kg-5	11/11	346,0	63,8	38,5	61,0	31,7	8,2
Среднее, компонента С	9/9	5,6	53,3	—	—	48,6	8,0
		—	—	10,3	54,4	48,3	8,0
Долериты, силл-1	10/10	327,8	23,6	327,8	23,6	70,3	5,8
», силл-2	10/10	302,6	40,2	293,8	14,9	19,9	11,8
», дайка-1	8/10	318,6	20	318,6	20	54,1	7,6
Граниты экзоконтакта, дайка-1	6/6	323,6	22,1	323,6	22,1	35,5	11,4
Долериты, дайка-2	8/9	319,6	33,5	319,6	33,5	21,0	11,5
Песчаники, шангулежская св., Kg-1	9/10	312	8,3	312,6	7,8	9,7	17,4
», Kg-2	4/4	337,7	38	319,4	33,8	40	14,7
Среднее, компонента В	7/7	—	—	—	—	30,1	11,2
		—	—	316,3	22,6	33,8	10,5
Средний полюс*: Plat = -35,9; Plong = 147,5; A95 = 8,0							
Долериты, силл-1**	8/10	154,0	2,4	154,0	2,4	69,3	6,7
», силл-2	9/10	302,6	10,2	303,1	-13,6	22,1	11,2
», силл-3	7/10	325,0	-8,7	325,6	-5,8	146,7	5,0
», силл-4	5/5	150,1	31,0	152,2	27,7	56,1	10,3
Роговики, силл-4	12/12	143,5	19,2	144,9	16,4	73,4	5,1
Среднее по силлу-4	17/17	145,3	22,7	146,9	19,7	51,4	5,0
Долериты, дайка-4	9/9	345,5	-11,8	345,5	-11,8	32,3	9,2
Граниты экзоконтакта, дайка-4	6/6	349,7	-25,0	349,7	-25	107,2	6,5
Среднее по дайке-1	15/15	347,2	-17,2	347,2	-17,2	35,3	6,5
Долериты, дайка-2	7/9	321,8	-5,7	321,8	-5,7	135,7	5,2
Среднее***, нерсинский комплекс, компонента А	6/6	—	—	—	—	19,4	15,6
		—	—	146,4	11,0	26,5	13,3
Средний полюс: Plat = -22,7; Plong = 129,8; A95 = 12,2							
Песчаники, ипситская св., Kg-5	6/11	211	50,9	177,9	54,8	35,5	11,4
», тагульская св., Kg-4	10/11	168,5	43,8	168,5	43,8	36,5	8,1
», шангулежская св., Kg-3	8/8	146	48,6	152,8	38,9	86,2	6,0
Среднее, карагасская серия, компонента А	3/3	—	—	—	—	4,3	33,8
		—	—	165,2	46,3	46,1	18,4
Средний полюс: Plat = -6,3; Plong = 110,7; A95 = 20,3							

Примечание. n/N — кол-во образцов (объектов для среднего направления каждой компоненты), участвующих в статистике, к общему количеству изученных образцов; D_g и D_s — склонение, I_g и I_s — наклонение в географической и стратиграфической системах координат; K — параметр кучности; α_{95} — радиус 95 %-го овала доверия; Plat, Plong — широта и долгота палеомагнитного полюса, A95 — радиус овала доверия для полюса.

* Полюс рассчитан по среднему направлению компоненты В при 64 %-м распрямлении складок.

** Данные по силлу-1 получены с использованием метода кругов перемагничивания [18].

*** Для расчета среднего направления компоненты А единичные векторы по интрузиям и экзоконтакту для силла-4 и дайки-1 объединены.

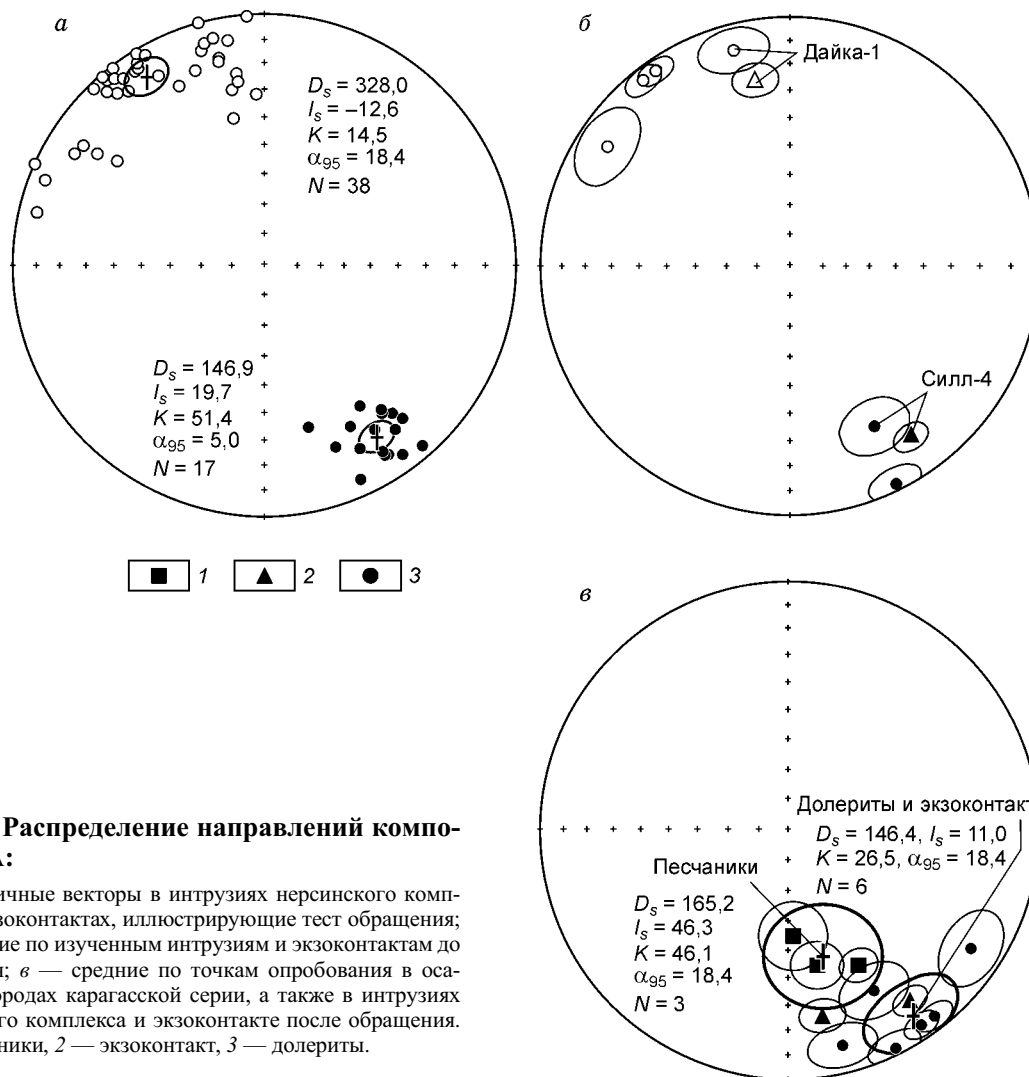


Рис. 6. Распределение направлений компоненты А:

a — единичные векторы в интрузиях нерсинского комплекса и экзоконтактах, иллюстрирующие тест обращения; *б* — средние по изученным интрузиям и экзоконтактам до обращения; *в* — средние по точкам опробования в осадочных породах карагасской серии, а также в интрузиях нерсинского комплекса и экзоконтакте после обращения. 1 — песчаники, 2 — экзоконтакт, 3 — долериты.

ными событиями на юго-западе Сибирского континента. В результате этих процессов первичная информация о неопротерозойском геомагнитном поле в осадочных и субвулканических комплексах Бирюсинского Присяянья могла быть частично, а в некоторых случаях полностью уничтожена.

Компонента А. Является наиболее устойчивой к нагреву и, как правило, характеристической компонентой намагниченности как в осадках карагасской серии, так и в долеритах нерсинского комплекса. В первом случае компонента связана с гематитом, во втором — с высокожелезистым титаномагнетитом и(или) магнетитом. В распределении средних направлений компоненты А нерсинских интрузий и их экзоконтактов выявлены направления как прямой, так и обратной полярности (см. таблицу). Из-за ограниченного числа средних по изученным объектам направлений с положительным наклоном тест обращения можно выполнить, сравнивая распределения единичных векторов, установленных в образцах. По понятным причинам невозможно использовать в этом анализе и результаты по силлу-1, поскольку среднее направление здесь рассчитано методом пересечения больших кругов. Таким образом, всего в анализе участвуют 38 единичных векторов с положительным наклоном и 17 — с отрицательным (рис. 6). Угол между средними направлениями этих групп после обращения составляет $7,2^\circ$ при критическом угле $8,2^\circ$, что соответствует, согласно [23], достаточно высокому классу достоверности — классу В.

Параметр кучности распределения средних по объектам нерсинского комплекса векторов компоненты А после обращения в стратиграфической системе координат выше, чем в географической (см. таблицу), что указывает на возможность доскладчатого возраста этой компоненты. Тест складки в модификации [24] показывает, что максимальная кучность достигается при $117,7\%$ -м распрямлении складки с 95% -м интервалом доверия от $86,2$ до $143,8\%$, т. е. при полном распрямлении складки. Большой

интервал доверия, в данном случае, обусловлен тем, что залегание тел мало отличается от горизонтального. В такой ситуации тест складки не является достаточно показательным [31], а положительный его результат нельзя считать полностью достоверным. Несмотря на то, что падение толщ в изученном районе близко к ненарушенному — субгоризонтальному, тектоническая структура характеризуется большим количеством разноориентированных разломов, в том числе сдвигов. Территория разбита на сеть тектонических блоков различного размера. При такой тектонической ситуации не исключены локальные повороты отдельных блоков, включающих изученные интрузии, в общей структурной мозаике как во время формирования Присянской окраины Сибирского континента, так и в результате более поздних деформаций. Этим эффектом, вероятно, и обусловлена низкая кучность распределения средних векторов намагниченности компоненты А. В такой ситуации более достоверным может быть результат теста складки только по наклонению [21]. Максимум кучности $K = 55,06$ достигается при 90 %-м распрямлении складок, при этом указание на доскладчатость (крутизна кривой зависимости кучности от степени распрямления складки) более сильное ($K_y/K_g = 2,87, N = 6$).

Наиболее убедительным обоснованием первичной природы компоненты А мог бы быть тест отжига. Как было сказано выше, изучены два экзоконтакта нерсинских интрузий с вмещающими породами. В первом случае (дайка-1) вмещающей „рамой“ для дайки нерсинского комплекса служит гранитный массив, относимый к саянскому комплексу раннего протерозоя. Направления, отвечающие компоненте А с отрицательным наклонением, обнаружены как в долеритах, так и в обожженных гранитах экзоконтактовой части дайки. Хотя средние направления компоненты А в долеритах и экзоконтакте статистически различаются (угловое расстояние между средними направлениями γ составляет $13,2^\circ$ при критическом $\gamma_c 10,9^\circ$), их 95 %-е овалы доверия перекрываются (см. рис. 6). Отклонение вектора компоненты А в экзоконтакте от среднего направления в долеритах может быть обусловлено влиянием магнитной анизотропии [29]: отношение главных осей магнитной восприимчивости K_{max}/K_{min} в долеритах достигает 1,37, а в экзоконтакте 1,08. В необожженных гранитах, как было сказано выше, установленные компоненты намагниченности имеют хаотическое распределение на сфере, при этом петромагнитные характеристики в таких образцах значительно ниже по сравнению с обожженными гранитами. Появление стабильного компонента в гранитах экзоконтактовой части дайки, близкого по направлению компоненте А долеритов,

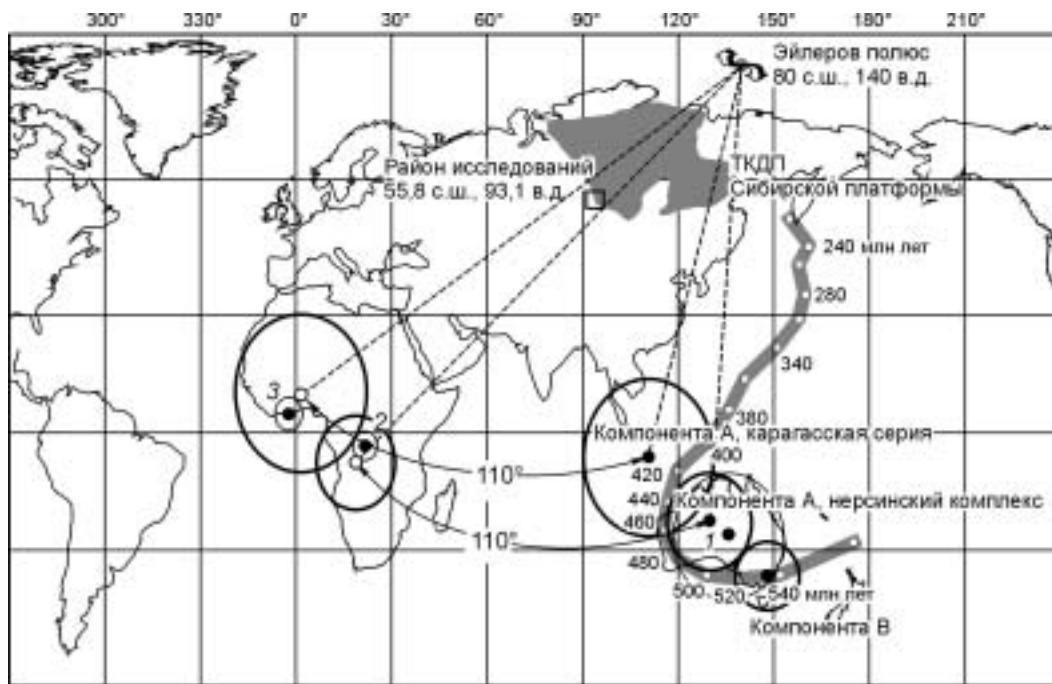


Рис. 7. Положение полученных палеомагнитных полюсов в сравнении с фанерозойской ТКДП Сибири [30] и некоторыми докембрийскими полюсами Бирусинского, Шарыжалгайского и Алданского блоков Сибирского кратона.

Средний палеомагнитный полюс для пород: 1 — карагасской серии Бирусинской глыбы, по [32—36]: $Plat = -26,1, Plong = 135,8, A95 = 15,6$; 2 — для нерсинского комплекса Шарыжалгайского выступа [7]: $Plat = -3,4, Plong = 21,7, A95 = 3,8$ (обращенное положение полюса); 3 — для уйской серии Учуро-Майской платформенной области, Алданский блок [14]: $Plat = 4,9, Plong = 357,7, A95 = 4,3$ (обращенное положение полюса). Стрелками показано совмещение полученных „нерсинских“ и „карагасских“ палеомагнитных полюсов (компонента А) с соответствующими полюсами по нерсинскому комплексу Шарыжалгайского блока и уйской серии Алданского блока.

в совокупности с резким повышением петромагнитных характеристик, скорее всего, обусловлено влиянием дайки и время приобретения намагниченности отвечает моменту ее внедрения.

Во втором случае вмещающими породами для габбро-долеритов нерсинского комплекса (силла-4) являются песчаники шангулежской свиты. Сопоставимые в пределах овала доверия направления, отвечающие компоненте А, обнаружены как в долеритах, так и роговиках приконтактной части силла (см. таблицу, рис. 6). Тем не менее угловое расстояние между средними направлениями ($\gamma = 13,8^\circ$) вновь немного выше критического ($\gamma_c = 10,7^\circ$). Наиболее близко расположенное обнажение вмещающих пород шангулежской свиты (Kg-2) изучено в 3,5 км от силла-4. В песчаниках этого обнажения установлена только стабильная компонента намагниченности, соответствующая компоненте В. Это направление более чем на 100° отличается от компоненты А в долеритах силла-4 и роговиках его экзоконтакта. Направление, наиболее близкое к компоненте А долеритов и роговиков силла-4, установлено в песчаниках шангулежской свиты из обнажения Kg-3 (см. таблицу). Угловое расстояние между средними направлениями по долеритам и роговикам силла-4, с одной стороны, и песчаниками шангулежской свиты обнажения Kg-3, с другой ($\gamma = 19,9^\circ$ при $\gamma_c = 8,2$) — заметно выше, чем между долеритами и роговиками. Параметр γ еще более высокий, если провести сравнение со средним направлением компоненты А по карагасской серии в целом — γ/γ_c составляет 30,5/12,9. Таким образом, выполненный анализ показывает, что формально тест отжига в данном случае необходимо считать неопределенным. Тем не менее есть основания полагать, что выделенная в долеритах и роговиках силла-4 компонента А может соответствовать времени становления данной интрузии.

Обосновать первичный генезис компоненты А в осадочных породах карагасской серии еще более затруднительно. В пользу возможного перемагничивания свидетельствуют петромагнитные свойства осадков. Вертикальный тренд значений NRM/ X наиболее характерен для пород с химическим типом намагниченности. Совпадение данных с полученными ранее [32—36] также не является веским доводом в пользу первичного генезиса компоненты А в осадках карагасской серии, поскольку индекс надежности [24] последних невелик. Наиболее обоснованные рифейские полюсы, полученные по разрезам уйской серии Учуро-Майского района Сибирского кратона и опубликованные в [14], существенно отличаются от полученных нами (рис. 7). В пользу доскладчатого происхождения компоненты А в осадках карагасской серии может говорить увеличение кучности распределения векторов при переводе из современной системы координат в древнюю $K_y/K_g = 3,2$. Если компонента А в образцах осадочных пород карагасской серии имеет первичный генезис, необходимо предполагать, что становление изученных интрузий нерсинского комплекса по времени незначительно отстоит от момента накопления осадочной толщи, поскольку их палеомагнитные направления, а соответственно, и палеомагнитные полюсы близки (см. таблицу). Вместе с тем близость направлений компоненты А карагасской серии одноименному компоненту в нерсинских дайках может являться следствием регионального перемагничивания осадочных пород во время становления интрузий нерсинского комплекса, а указанные выше расхождения средних направлений обусловлены локальными поворотами блоков, включающих в себя изученные объекты. Еще одним доводом, который дает основание склониться к версии о перемагничивании как осадочных пород карагасской серии, так и долеритов нерсинского комплекса, является совпадение палеомагнитных полюсов, рассчитанных по компоненте А, с ордовик-силурийским интервалом ТКДП Сибири (см. рис. 7). Такое объяснение вполне было бы приемлемо для карагасских толщ. Однако для долеритов нерсинского комплекса приведенный выше ряд доводов не дает оснований предполагать полное перемагничивание. Напротив, эти данные в большей степени свидетельствуют в пользу первичной, термоостаточной природы компоненты А в изученных дайках и силлах. Наиболее простым объяснением совпадения полюса с ТКДП был бы ордовикский возраст интрузий, однако это полностью противоречит имеющимся геологическим данным [7, 8, 16]. Совпадение нерсинского полюса Бирюсинского Присяянья с ордовикским интервалом ТКДП может носить случайный характер и обусловлено либо тектоническими причинами (например, сдвигом Бирюсинского блока или отдельных его частей), либо сходной пространственной ориентировкой Сибирского кратона в ордовике и неопротерозе.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Ряд указаний на первичную природу компоненты А в долеритах нерсинских интрузий и осадочных породах карагасской серии позволяет допустить ее неопротерозойский возраст. В таком случае для восстановления тектонической ситуации во время формирования изученных комплексов необходимо сравнить положение рассчитанных палеомагнитных полюсов с палеомагнитными данными по другим неопротерозойским комплексам Сибири. Вероятными аналогами пород карагасской серии являются отложения уйской серии Учуро-Майского района [12], по которым имеется достаточно надежное палеомагнитное определение, полученное В.Э. Павловым с соавторами [14]. Аналогами изученных интрузий могут быть дайки, широко распространенные в пределах Шарыжалгайского выступа. Некоторые исследу-

дователи также относят их к нерсинскому комплексу [7]. По геохимическим данным дайки Шарыжалгайского выступа и интрузии Бирюсинского блока не различимы и, возможно, формировались в результате единого тектонического события, обусловленного растяжением на рубеже 750—850 млн лет назад [7, 17]. Рассчитанные по компоненте А палеомагнитные полюсы отстоят от своих вероятных аналогов на значительный угол. Наилучшее совмещение указанных пар полюсов („нерсинский“ Бирюсинского блока — „нерсинский“ Шарыжалгайского блока и „карагасский“ — „уйский“) возможно эйлеровым поворотом на угол около 110° вокруг точки с координатами 80° с.ш. 140° в.д (см. рис. 7). Также достаточно хорошее совпадение достигается поворотом на угол около 100° вокруг точки опробования. Такие построения предполагают под собой либо вращение изученного блока в структуре Бирюсинского Присяянья после формирования интрузий нерсинского комплекса на угол не менее 100° , либо сдвиг этого блока или Бирюсинского террейна в целом вдоль края кратона более чем на 2 тыс. км. Безусловно, такие перемещения противоречат сложившимся представлениям о строении Сибирского континента в неопротерозое и вряд ли отвечают реальности. Не исключено, что интрузии так называемого нерсинского комплекса Бирюсинской глыбы и Шарыжалгайского метаморфического выступа не являются строго одновозрастными образованиями. Геолого-геохимические данные, свидетельствующие о формировании интрузий Шарыжалгайского и Бирюсинского блоков в режиме внутриконтинентального рифтогенеза, безусловно, дают возможность ограничить время становления дайковых поясов неопротерозойским интервалом (так как нигде не пересекают венд) и увязать их формирование в рамках единой геодинамической модели, связанной с распадом суперконтинента Родиния [7]. Тем не менее стоит принимать во внимание то, что процесс, связанный с рифтогенезом, деструкцией консолидированной континентальной коры и формированием пассивной континентальной окраины, достаточно длительный (до 30—40 млн лет) [37]. В течение этого времени зачастую происходит ряд последовательных инъекций базитовых расплавов и, соответственно, формирование нескольких, иногда существенно разновозрастных, дайковых комплексов. Таким

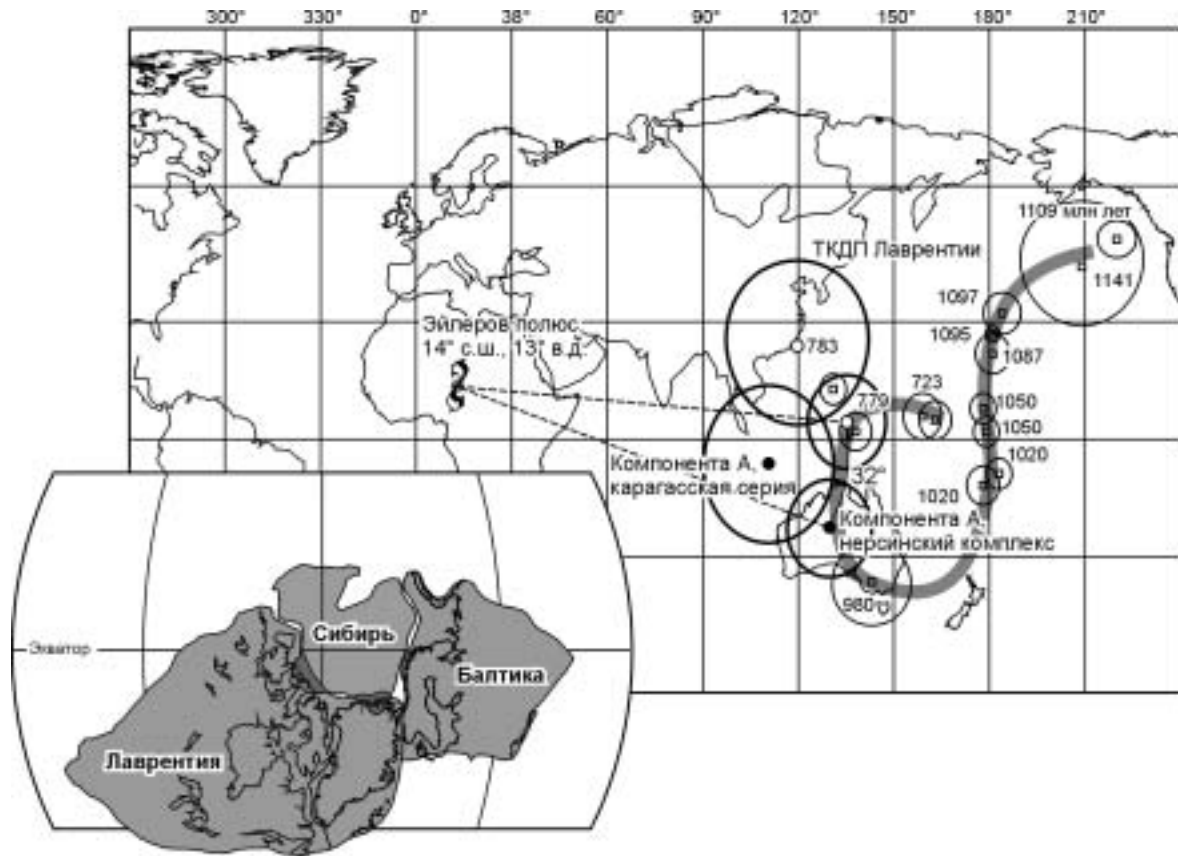


Рис. 8. Сравнение положения рассчитанных палеомагнитных полюсов Бирюсинского блока с ТКДП Лаврентии [6] и соответствующие реконструкции взаимного положения Сибирского кратона, Лаврентии и Балтики в структуре Родинии 780 млн лет назад.

Реконструкция построена в координатах Лаврентии, для совмещения использованы конечные повороты: Сибирь 14° с.ш., 13° в.д., угол 32° (наст. раб.), Балтика (по [5] с исправлениями): $55,9^\circ$ с.ш., $106,5^\circ$ в.д., угол $-25,2^\circ$. Пространственное положение всей группы континентов восстановлено с использованием полюса для Лаврентии на 780 млн лет [38—40] и соответствует эйлеровому повороту на $-93,7^\circ$ вокруг точки с координатами $20,6^\circ$ с.ш., $211,5^\circ$ в.д. [4].

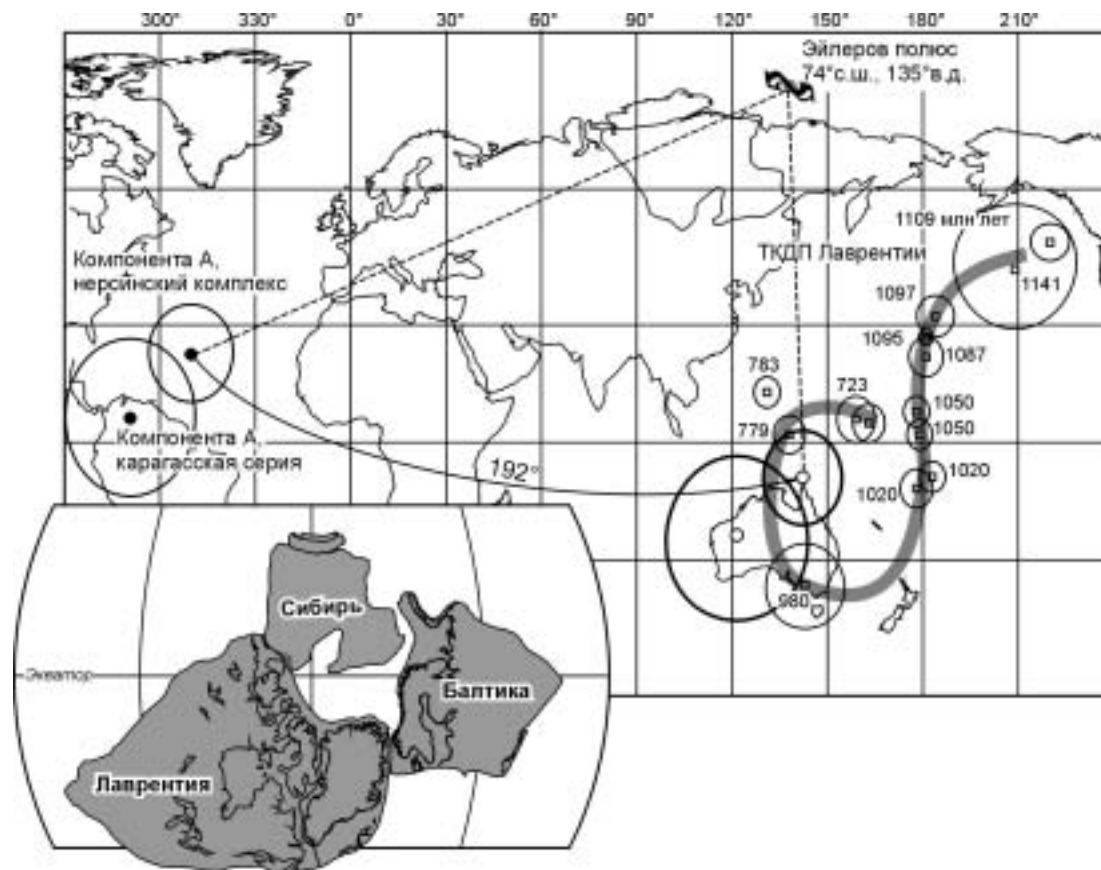


Рис. 9. Сравнение рассчитанных палеомагнитных полюсов Бирюсинского блока, в случае обращенного положения, с ТКДП Лаврентии [6] и соответствующая реконструкция взаимного положения Сибирского кратона, Лаврентии и Балтики в структуре Родинии 780 млн лет назад.

Реконструкция построена так же, как на рис. 8, но для совмещения Лаврентии и Сибири использован рассчитанный эйлеровый поворот на 192° вокруг точки с координатами 74° с.ш., 135° в.д.

образом, даже при условии полного геохимического сходства и единого глубинного источника возраст даек и силлов Бирюсинской и Шарьжалгайской глыб может значительно различаться. Следуя этому предположению и полагая, что Сибирский кратон на момент становления нерсинских интрузий являлся частью суперконтинента Родиния [1—5], для восстановления пространственного положения и конфигурации Сибирского кратона в структуре суперконтинента необходимо сравнить полученный полюс с неопротерозойским интервалом ТКДП Лаврентии. Для проверки этой гипотезы мы использовали эйлеровы полюсы, предложенные в работах [4, 5]. Несмотря на то, что в работах этих авторов для совмещения Сибири и Лаврентии использованы несколько отличные друг от друга эйлеровы полюсы: 24° с.ш., 17° в.д., угол $19,7^\circ$ [5]; $3,5^\circ$ с.ш., $13,1^\circ$ в.д., угол $23,2^\circ$ [4], после поворота на указанные углы „нерсинский“ полюс Бирюсинского блока в пределах ошибки попадает на ТКДП Лаврентии и близок наиболее достоверным (индекс надежности по [25] $Q \geq 4$) единичным определениям для 780 млн лет [38—40]. В рамках рассматриваемой модели [4, 5] такое совпадение дает основания предполагать, что возраст формирования изученных интрузий нерсинского комплекса соответствует ~ 780 млн лет, т. е. вполне сопоставим с имеющимися геологическими и геохронологическими данными [8, 12, 17]. Наилучшее совпадение полюсов и очертания современных границ Сибирского кратона и Лаврентии достигается при повороте на 32° вокруг точки с координатами 14° с.ш., 13° в.д. (рис. 8). Указанные координаты эйлерового полюса мы использовали для реконструкции взаимного положения Сибири и Лаврентии в структуре неопротерозойского суперконтинента (см. рис. 8).

Однако этот вариант реконструкции не может считаться единственно возможным. Столь же обоснованной, с точки зрения полученных палеомагнитных данных, может выглядеть модель, в которой за направления прямой полярности будут выбраны направления не юго-восточного склонения и положительного наклонения, а обратные — северо-западного склонения и отрицательного наклонения. В таком случае, северные палеомагнитные полюсы по неопротерозойским комплексам Бирюсинского При-

Саянья будут расположены в Северном полушарии в районе Атлантического побережья Южной Америки (рис. 9), на значительном удалении от фанерозойского интервала ТКДП Сибири [30]. Проблема выбора полярности палеомагнитных определений для докембрия в настоящее время остается нерешенной. В большинстве работ в качестве северных полюсов Сибирского кратона в мезоэопротерозое вслед за [41] принимаются полюсы, расположенные в Южном полушарии, надстраивающие фанерозойскую ТКДП Сибири на восток. Однако появившиеся в последнее время данные позволяют усомниться в этом [42—45], что, соответственно, может повлечь за собой кардинальный пересмотр тектонических построений, связанных с реконструкцией палеогеографического положения Сибири в протерозое. При обратной интерпретации полярности, совмещение „нерсинского“ палеомагнитного полюса с полюсами Лаврентии на 780 млн лет возможно большим количеством конечных поворотов. При расчете координат точки эйлерового поворота мы исходили из соображений того, что после поворота современные очертания Сибирского кратона не должны накладываться на таковые Лаврентии. Наилучшее совпадение полюсов и очертаний современных границ Сибирского кратона и Лаврентии достигается при повороте на 192° вокруг точки с координатами 74° с.ш., 135° в.д. При этом полюс, рассчитанный по компоненте А в породах карагасской серии, в пределах ошибки определения также попадает на неопротерозойский интервал ТКДП Лаврентии, а взаимная пространственная ориентировка Сибири и Лаврентии (см. рис. 9), в общих чертах, будет отвечать моделям, предложенным в работах [2, 3]. Такой вариант реконструкции, по нашему мнению, является наиболее убедительным и наилучшим образом отвечает имеющимся геологическим комплексам — индикаторам геодинамических обстановок на окраинах Сибирского кратона в середине неопротерозоя. Так, наиболее ранние рифтогенные комплексы (рой даек) с возрастом около 950 млн лет, которые могут быть отнесены к инициальной стадии распада суперконтинента, фиксируются на юге Алданского щита [46]. К наиболее древним океаническим комплексам (800—900 млн лет), связанным с развитием бассейна на юге Сибирского кратона, можно отнести также офиолиты и субдукционные комплексы Байкало-Муйского пояса [47—49]. Современная восточная окраина Сибири в течение неопротерозойского времени представляла собой область спокойного осадконакопления, отвечающего режиму пассивной континентальной окраины [50]. Индикаторами развитого океанического бассейна в неопротерозое (850—740 млн лет) на севере Сибирского кратона являются океанические и островодужные комплексы Центрального Таймыра [51]. Таким образом, на основе приведенных выше данных можно предполагать, что к середине неопротерозоя практически все окраины Сибирского кратона были связаны либо с развитыми, либо с зародившимися океаническими бассейнами, что и отражено на рис. 9, где взаимодействие Сибири и Лаврентии, предполагается лишь по узкой полосе Присаянья, которая в это время могла развиваться в режиме интенсивного растяжения и рифтогенеза. Индикаторами последнего могут являться изученные дайки и силлы нерсинского комплекса.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта СО РАН 6.7.4, при поддержке Фонда содействия отечественной науке и гранта МК-4334.2004.5

ЛИТЕРАТУРА

1. **Piper J.D.A.** The Neoproterozoic Supercontinent: Rodinia or Paleopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 176, p. 131—146/
2. **Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R. & Frost C.D.** Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan Shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstruction of Siberia and Laurentia // *Prec. Res.*, 1998, v. 89, p. 1—23.
3. **Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.** U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 164, p. 409—420.
4. **Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Powell C. et al.** Models of Rodinia assembly and fragmentation // *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup* / M. Yoshida et al. (eds.). London, Geology Society, Special Publication, 2003, v. 206, p. 35—55.
5. **Dalziel I.W.D.** On the organisation of American plates in the Neoproterozoic and breakout of Laurentia // *GSA Today*, 1992, v. 2, p. 240—241.
6. **Pisarevsky S.A., Natapov L.M.** Siberia in Rodinia // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 221—245.
7. **Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др.** Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона — индикаторы распада суперконтинента Родиния // *Геотектоника*, 2000, № 6, с. 59—75.
8. **Домышев В.Г.** Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейской краевой части Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1976, с. 157.
9. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., Наука, 1972, 356 с.

10. **Галимова Т.Ф., Якшин М.С.** О микрофитолитовой характеристике шангулежской свиты карагасской серии Присаянья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 72—79.
11. **Дольник Т.А., Воронцова Г.А.** Новые данные о возрасте отложений карагасской серии Присаянья // Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 2, с. 426—429.
12. **Хоментовский В.В.** Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 4, с. 313—333.
13. **Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В. и др.** Рифейские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 9, с. 1305—1313.
14. **Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др.** Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2002, № 4, с. 26—41.
15. **Sovetov J.K.** Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleoproterozoic accretionary phases // Rus. J. Earth Sci., 2002, v. 4, № 5, p. 363—387.
16. **Брагин С.С., Лапин Б.Н.** О нерсинском интрузивном комплексе Присаянья в связи с вопросом о возрасте карагасской серии // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 105—117.
17. **Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. et al.** Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Prec. Res., 2003, v. 122, № 1—4, p. 359—377.
18. **Halls H.C.** A least squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, v. 5, p. 297—304.
19. **Kirshvink J.L.** The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, v. 62, p. 699—718.
20. **Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.** Палеомагнитология. Л., Недра, 1982, 312 с.
21. **McFadden P.L., Reid A.B.** Analysis of paleomagnetic inclination data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1982, v. 69, p. 307—319.
22. **Hoffman K.A., Day R.** Separation of multi-component NRM: a general method // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, p. 433—438.
23. **McFadden P.L., McElhinny M.** Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Inter., 1990, v. 103, p. 725—729.
24. **Watson G.S., Enkin R.J.** The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Lett., 1993, v. 20, p. 2135—2137.
25. **Van der Voo R.** The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics, 1990, v. 184, p. 1—9.
26. **Enkin R.J.** A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p.
27. **Torsvik T., Smethurst M.** GMAP v. 32: Geographic mapping and palaeoreconstruction package. Norges geologiske undersokelse, NGU-rappor, 1998, 65 p.
28. **Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Цыкора В.Н.** Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев, Наук. думка, 1974, 200 с.
29. **Нагата Т.** Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 348 с.
30. **Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., ОИФЗ РАН, 1995, 297 с.
31. **Шипунов С.В., Алексютин М.В., Левашова Н.М.** Вопросы палеомагнитного анализа. М., ГИН РАН, 1996, 62 с.
32. **Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я.** Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., Наука, 1965, с. 294—302.
33. **Гуревич Е.Л.** Палеомагнетизм верхнедокембрийских толщ Иркутского амфитеатра, проблемы их корреляции и палеогеографического положения // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л., 1981, с. 11—22.
34. **Брагин С.С.** Использование палеомагнитных данных для решения некоторых вопросов геологии позднего рифея Присаянья // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, с. 57—64.
35. **Брагин С.С.** Палеомагнитный разрез по р. Уда (Присаянье) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное обрамление. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1987, с. 63—78.
36. **Брагин С.С.** Палеомагнитный разрез позднедокембрийских отложений бассейна р. Ия (Присаянье) // Там же, с. 51—63.
37. **Stampfli G.M., Marchant R.H.** Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps // Deep structure of the Swiss Alps. Results from NRP 20, 1997, p. 223—239.

38. **Park J.K., Norris D.K., Laroche A.** Paleomagnetism and the origin of the Mackenzie Arc of northwestern Canada // *Canad. J. Earth Sci.*, 1989, v. 26, p. 2194—2203.
39. **LeCheminant A.N., Heaman L.M.** 779 Ma mafic magmatism in the northwestern Canadian Shield and northern Cordillera: a new regional time marker // *Proceedings of the 8th International Conference, Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology: Program Abstract*, 1994, № 1107, p. 197.
40. **Harlan S.S., Geismann J.W., Snee L.W.** Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic data from late Proterozoic mafic dykes and sills. Montana and Wyoming, USGS Professional Paper, 1997, 1580 p.
41. **Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.** The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // *Earth Sci. Rev.*, 1998, v. 43, p. 1—24.
42. **Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P.** Palaeomagnetic study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian Platform assembled at this time? // *Prec. Res.*, 2001, v. 110, p. 61—92.
43. **Казанский А.Ю.** Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2002, 40 с.
44. **Павлов В.Э., Галле И, Шацко 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.
45. **Верниковский В.А., Метелкин Д.В.** К проблеме положения Сибири в структуре Родинии: анализ мезоэопротерозойских континентальных окраин и палеомагнитных данных // *Материалы XXXVII тектонического совещания „Эволюция тектонических процессов в истории Земли“*. Новосибирск, 2004, с. 80—82.
46. **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 // *Gondwana Res.*, 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.
47. **Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.** Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.
48. **Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Dobretsov N.N.** Precambrian ophiolitic belts of Southern Siberia (Russia) and their metallogeny // *Prec. Res.*, 1992, v. 58, p. 427—446.
49. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др.** Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 11, с. 1565—1577.
50. **Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.** Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М., МАИК „Наука/Интерпериодика“, 2001, 571 с.
51. **Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Мельгунов М.С.** Петрология и геохимия рифейских офиолитов Таймыра // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 1, с. 113—129.

*Рекомендована к печати 9 августа 2004 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию
20 февраля 2004 г.*