

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ: СВИДЕТЕЛЬСТВО В ПОЛЬЗУ МЕЗОЗОЙСКИХ СДВИГОВЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Д.В. Метелкин, И.В. Гордиенко*, Х. Жао**

Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия
Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

**Калифорнийский Университет, Санта-Круз, США

В работе представлены результаты палеомагнитных исследований раннемеловых вулканогенно-осадочных серий Чикой-Хилокской, Боргойской и Удинской впадин Забайкалья. Получен палеомагнитный полюс, удовлетворяющий современным критериям надежности, который может быть использован при палеотектонических реконструкциях. Раннемеловой возраст выделенных направлений естественной остаточной намагниченности обоснован тестами обращения, складки, галек и совпадением датированных магнитозон прямой и обратной полярности с магнитохронологической шкалой. Полученные палеомагнитные данные свидетельствуют о наличии сдвиговых деформаций левосторонней кинематики на юге Сибирской платформы, которые обусловили режим внутриконтинентального растяжения и формирование грабеновых структур, заполненных продуктами внутриплитного магматизма.

Раннемеловой палеомагнитный полюс, магматизм, Монголо-Охотский океан, внутриплитные сдвиговые перемещения, Забайкалье.

PALEOMAGNETISM OF EARLY CRETACEOUS VOLCANIC ROCKS FROM TRANSBAIKALIA: ARGUMENT FOR MESOZOIC STRIKE-SLIP MOTIONS IN CENTRAL ASIAN STRUCTURE

D.V. Metelkin, I.V. Gordienko, and Xixi Zhao

New paleomagnetic data have been obtained from Early Cretaceous volcanosedimentary sections of the Chikoi-Khilok, Borgoi, and Uda depressions of Transbaikalia. A paleomagnetic pole has been positioned to satisfy the modern criteria of reliability so that it can be used in paleotectonic reconstructions. The Early Cretaceous age of the recognized directions of natural remanent magnetization receives support from reversal, fold, and conglomerate paleomagnetic tests as well as from the coincidence of magnetozones of direct and reversed polarity with the magnetochronological scale. The obtained paleomagnetic data evidence that there are strike-slip deformations of sinistral kinematics in the south of the Siberian Platform, which are responsible for the regime of intracontinental extension and formation of graben structures filled with products of within-plate magmatism.

Early Cretaceous paleomagnetic pole, magmatism, Mongolo-Okhotsk ocean, within-plate strike-slip motions, Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Составление подробных траекторий кажущегося движения полюсов (ТКДП) является одной из приоритетных и наиболее важных задач современной палеомагнитологии. Накопленный фактический материал позволил в настоящее время восстановить основные черты кинематики движения и взаимодействия континентальных масс в течение фанерозойской истории Земли [1—5]. Существует несколько различающихся лишь в деталях вариантов траектории движения Сибирской платформы в палеозое до момента закрытия Палеоазиатского океана и формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, сшивающего континентальные массы Восточной Европы, Казахстана и Сибири [6—9]. К этому времени были сформированы основные черты современной структуры Северной Евразии. Эта точка зрения явилась базовой предпосылкой для создания так называемых синтетических кривых ТКДП Евразийского континента как единого жесткого блока в мезозое—кайнозое [10]. Практически полное отсутствие надежных (по современным критериям) палеомагнитных данных для Сибирского региона привело к тому, что для расчета широтного положения и ориентировки в пространстве Сибирской окраины Евразийской плиты в мезозое—раннем кайнозое использованы данные по Европе и Китаю, которые трансформированы для Сибири с помощью метода конечных вращений [10].

Наиболее значимые тектонические события мезозойского этапа развития структуры Южной Сибири связаны с закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна, последующим формированием Верхнеамурского вулканоплутонического пояса, в тылу которого широко проявлен внутриплитный магматизм, и со сдвиговыми перемещениями в обрамлении Сибирской платформы [11, 12]. В пользу последних свидетельствуют как геологические [13, 14], так и полученные в последнее время палеомагнитные данные, фиксирующие для ряда районов юга и юго-запада Сибири значимые расхождения по широте и по направлению вектора намагниченности [15—18]. В совокупности эти данные позволяют

предполагать, что Евразийский континент в мезозое не являлся плитой с абсолютно стабильной внутренней структурой и дают веские основания говорить о внутриплитных сдвиговых перемещениях как отдельных тектонических блоков внутри Центрально-Азиатского складчатого пояса, так и, вероятно, всего ансамбля Сибирских структур относительно Европейских [18—20]. Предположение о наличии крупных сдвиговых зон между Сибирским и Восточно-Европейским кратами накладывает существенные ограничения на возможность использования палеомагнитных полюсов Европы для реконструкции мезозойской истории Центральной Азии. Таким образом, необходимость получения достоверных определений для мезозоя Сибири становится еще более актуальной задачей, решению которой посвящена данная статья. В работе представлены результаты палеомагнитных исследований раннемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Забайкальской окраины Сибирской платформы, которые необходимы для создания палеомагнитной основы геодинамических реконструкций Сибирского региона в мезозое—раннем кайнозое.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

На территории Забайкалья широко распространены мезозойские грабеновые впадины, выполненные континентальными отложениями и продуктами внутриплитного магматизма (рис. 1). Формирование этих впадин обусловлено процессами внутриконтинентального рифтогенеза [11].

Раннемезозойская история геологического развития региона связана с взаимодействием Сибирской окраины Евразийского континента и Монголо-Охотского океанического бассейна. Постепенное закрытие этого бассейна происходило с запада на восток в результате встречного вращения Сибири в составе Евразийского континента и монголо-китайской группы континентальных блоков в течение триаса—юры [1, 17, 21]. В пределах складчатого обрамления юга Сибирской платформы в позднем триасе, ранней и средней юре существовала сложная геодинамическая обстановка, напоминающая современную Калифорнийскую окраину Северной Америки. Она характеризовалась надвиганием континента на структуры Монголо-Охотского океанического бассейна, в результате чего спрединговая зона этого бассейна оказалась перекрытой и, продолжая функционировать, обусловила образование зон „рассеянного“ рифтогенеза и „распыленного“ вулканизма вдоль континентальной окраины Сибири. По геологическим данным, закрытие Монголо-Охотского океанического бассейна на территории Забайкалья произошло в середине юры, и все основные проявления активных тектономагматических процессов сместились к юго-востоку, на окраину Палеоокеана [11, 21].

Вулканическая деятельность на территории Забайкалья в позднем мезозое контролировалась мантийными плюмами [22, 23], которые могли быть связаны с плавлением субдуцируемой океанической

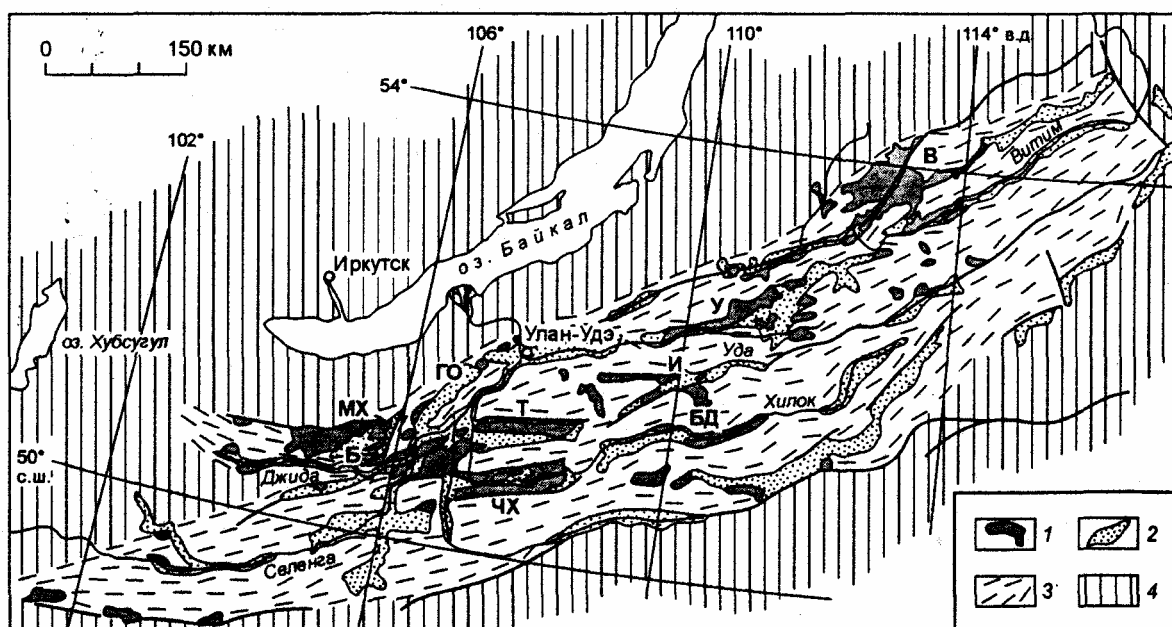


Рис. 1. Схема строения поздне-мезозойско-кайнозойской Западно-Забайкальской рифтовой области, по [21].

1, 2 — впадины и грабены, выполненные: 1 — вулканитами, 2 — осадочными толщами; 3 — территория рифтовой зоны; 4 — обрамление рифтовой зоны. Буквами обозначены грабены и впадины: МХ — Малохамардабанская, Б — Боргойская, ГО — Гусиноозерская, Т — Тугнуйская, ЧХ — Чикой-Хилокская, У — Удинская, И — Илькинская, БД — Бадинская, В — Витимская.

плиты Изанаги в тылу Верхнеамурского вулканоплутонического пояса [12]. В результате погружения океанической плиты под вулканоплутонический пояс Большого Хингана в обстановке левостороннего сдвига эта территория оказалась приподнятой, и в тылу пояса, на территории Восточной Монголии и Забайкалья, вероятно, сложились условия растяжения, необходимые для формирования рифтогенных впадин и разделяющих их горстообразных поднятий. Внутриплитный магматизм на фоне рифтообразования характеризовался большими масштабами. Наиболее мощная вспышка вулканической деятельности приходится на начало раннего мела [23]. Продукты вулканических излияний в Западно-Забайкальской области представлены мощными (десятки метров) толщами субщелочных и щелочных базальтов в пределах Чикой-Хилокской, Боргойской, Удинской и ряде других впадин. Эти вулканические образования являются основным объектом палеомагнитных исследований, результаты которых представлены в данной работе.

Чикой-Хилокская впадина является одной из наиболее крупных мезозойских рифтогенных структур Забайкалья. В современном виде она представляет собой широкий (20—30 км) и протяженный (150 км) грабен восток-северо-восточного простирания, осложненный серией горстовых поднятий (рис. 2). Позднемезозойские вулканы хилокской свиты, выполняющие впадину, залегают преимущественно в низах разреза и обнажены на ее крыльях. Как правило, они образуют серии потоков или покровов мощностью до 15 м, нередко разделенных прослоями терригенных пород. Суммарная мощность отложений колеблется от 400 до 1500 м в зависимости от амплитуды конседиментационных опусканий блокового фундамента впадины.

По составу среди вулканитов раннего мела выделяют три основные разновидности: трахибазальты, шошониты, латиты, формирующие единую генетическую серию [24], типичную для позднемезозойского этапа внутриплитного магматизма Западно-Забайкальской вулканической области. Возраст вулканогенных пород (хилокская свита) Чикой-Хилокской впадины надежно установлен по результатам К-Аг [25] и Аг-Аг [24] определений. Полученные изотопные датировки показывают, что наиболее активные вулканические процессы в пределах впадины протекали в раннем мелу в относительно узком временном диапазоне от 122 до 113 млн лет, причем излияние шошонитовых лав происходило несколько раньше, чем трахибазальтов. Значения первичного изотопного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в трахибазальтах (0,70501—0,70556) и шошонитах (0,70454—0,70516) указывают на более примитивный состав первичных выплавов шошонитов по сравнению с трахибазальтами, хотя между ними существуют переходы по вещественному составу [24].

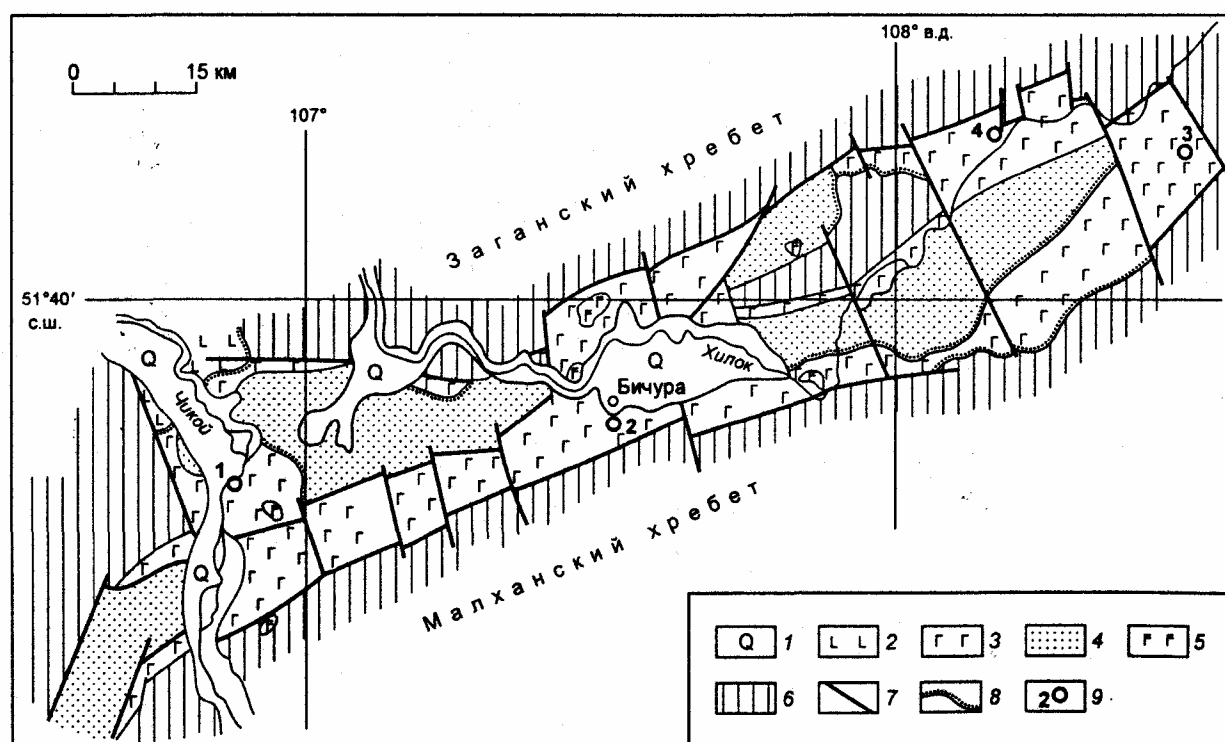
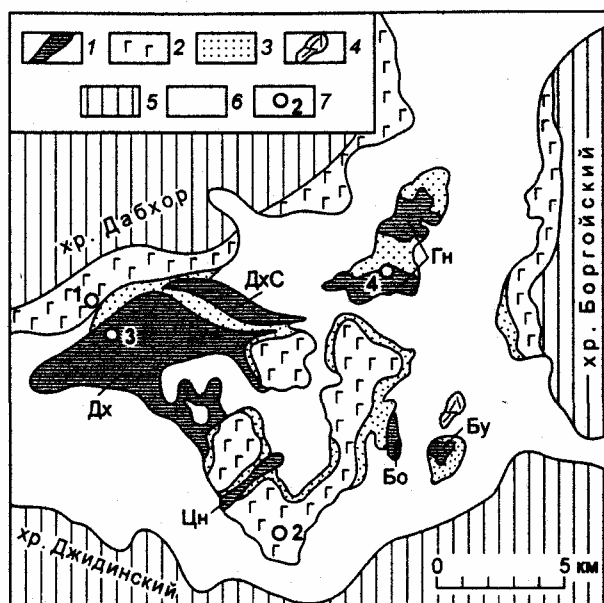


Рис. 2. Схема геологического строения Чикой-Хилокской рифтогенной впадины, по [24].

1 — четвертичные отложения; 2 — базальтоиды ичетуйской свиты (J_3); 3 — осадочно-вулканогенные породы хилокской свиты (K_1); 4 — осадочные и угленосные отложения гусиноозерской серии (K_1); 5 — базальтоиды кайнозоя; 6 — протерозойско-палеозойские комплексы в фундаменте и обрамлении впадины; 7 — разломы; 8 — границы несогласного залегания отложений; 9 — точки отбора проб на палеомагнитные исследования: 1 — Береговая, 2 — Бичура, 3 — Малета, 4 — Потанино.

Рис. 3. Схема геологического строения Боргойской впадины, по [26].

1 — субвулканические тела тешенитов: Дх — Дабхорский лополит; лакколиты: Гн — Гунтуйский, Цн — Центральный, Бо — Белозерский, Бу — Баянундурский, ДхС — Дабхорский Северный; 2 — базальтоиды хилокской свиты (K_1); 3 — песчаники; 4 — риолитовое тело; 5 — домезозойское основание; 6 — рыхлые четвертичные отложения; 7 — точки отбора проб на палеомагнитные исследования: 1 — разрез нижний, 2 — разрез верхний, 3 — Дабхорский, 4 — Гунтуйский.



Боргойская впадина находится в левобережной части бассейна р. Джиды, в 60 км к запад-северо-западу от Чикой-Хилокской депрессии. Она вытянута в северо-восточном направлении на 60 км при ширине 30—40 км. Ее домезозойский фундамент выведен на поверхность в хребтах Дабхор, Боргойский и Джидинский. Впадина имеет брахисинклинальное строение и выполнена осадочно-вулканогенными толщами раннего—позднего мела (рис. 3). Вулканические породы Боргойской впадины, по данным К-Аг изотопии, имеют раннемеловой возраст в диапазоне 136—102 млн лет [26] и отнесены к хилокской свите региональной стратиграфической шкалы. Наиболее ранние излияния в Боргойской впадине представлены базальтоидами с К-Аг возрастом 136—132 млн лет [26]. Среди продуктов излияний преобладают оливиновые базальты, слагающие покровы мощностью до 7—10 м. Их общая мощность составляет 250 м. В середине и конце раннего мела формировалась трахибазальт-тешенитовая ассоциация пород с широким развитием субвулканических интрузий. В составе ассоциации наблюдается серия маломощных (до 10 м) покровов трахибазальтов общей мощностью до 70 м. Среди субвулканических тел выделяются лополиты, лакколиты и силлы, сложенные в основном тешенитами. К-Аг возраст трахибазальтов оценивается 120—109, а субвулканических тел 109—102 млн лет [26]. Суммарная мощность отложений Боргойской впадины достигает более 300 м.

Удинская впадина расположена в бассейне р. Уда и представляет собой узкий грабен субширотного простирания длиной около 100 км, шириной от 4 до 14 км. На правобережье Уды вулканы раннемелового возраста локализованы в небольших по размерам участках и прослеживаются узкой полосой в

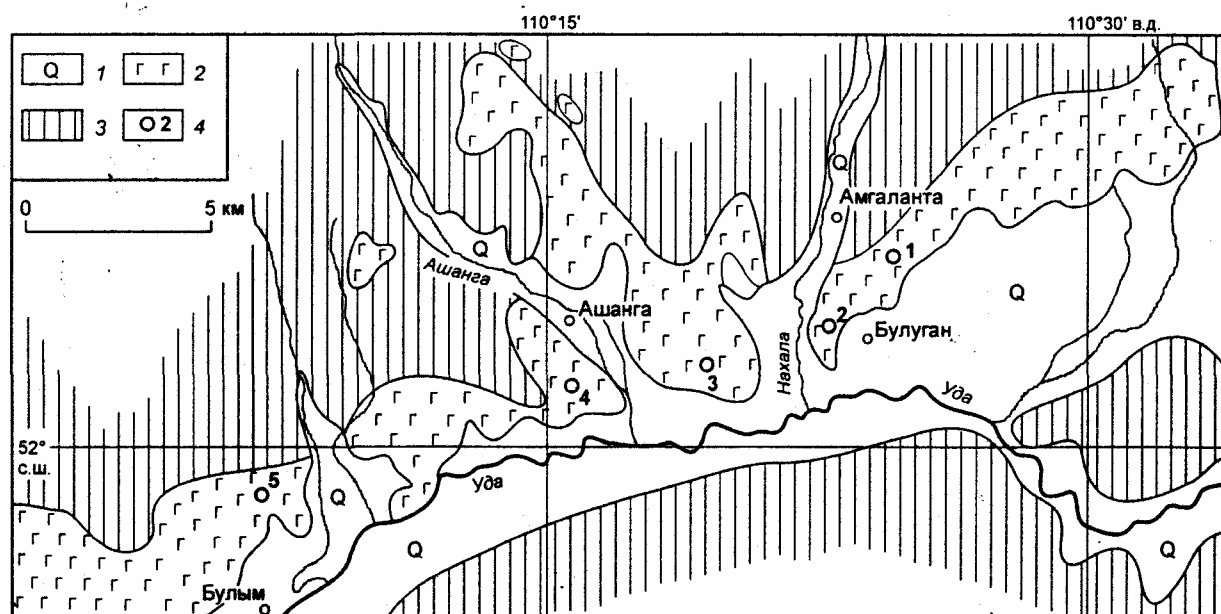


Рис. 4. Схема геологического строения Удинской впадины.

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенно-осадочные породы хилокской свиты (K_1); 3 — домезозойский фундамент; 4 — точки отбора проб на палеомагнитные исследования: 1 — Амгаланта 01х32, 2 — Амгаланта 01х33, 3 — Ашанга 01х34а, 4 — Ашанга 01х34б, 5 — Булым 01х35.

междуречье Ашанга—Погромка (рис. 4). В одних разрезах вулканиты слагают серии потоков, в других они переслаиваются с осадочными пачками или образуют силлоподобные тела. Мощность вулканических пород колеблется в отдельных разрезах от 40—50 до 300—350 м.

Вулканиты по составу отвечают трахибазальтам. В основном это черные, темно-серые массивные оливковые базальты и долериты порфировой структуры. Вкрапленники оливина по составу отвечают хризолиту, плагиоклаза — андезит-лабрадору, пироксена — геденбергит-диопсиду. Трахибазальты характеризуются высокими концентрациями K_2O , TiO_2 , MgO , CaO , что позволяет отнести их к субщелочным оливковым базальтам. Соотношение K_2O/Na_2O находится в пределах 1,34—1,50 при достаточно высоком содержании калия (2,42—3,12). Величина коэффициента агапитности ($K_a > 1$) свидетельствует об отсутствии щелочных разновидностей. Низкая магнезиальность пород ($mg = 35—43$), невысокие содержания Ni , Co , Cr позволяют рассматривать их как продукты дифференциации мантийных магм. Базальты характеризуются высоким суммарным содержанием РЗЭ (362,37—461,03 г/т), дифференцированным характером распределения с преобладанием легких лантаноидов ($La/Yb = 39—45$) и отсутствием отрицательной европиевой аномалии. Геохимические характеристики соответствуют закономерностям, установленным для позднемезозойского внутримантийного магматизма рифтовых зон Забайкалья. К-Аг возраст трахибазальтов районов Ашанга и Амгаланта оценивается в пределах 131—126 млн лет [25].

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ

Для установления компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) образцы были подвергнуты многоступенчатому температурному размагничиванию и(или) размагничиванию переменным магнитным полем (АФ-размагничивание). Лабораторные эксперименты выполнены на аппаратуре Палеомагнитного центра ИГ СО РАН (г. Новосибирск, Россия) и Палеомагнитной лаборатории Калифорнийского университета (Санта Круз, США). Для измерения направления и величины вектора естественной остаточной намагниченности (NRM) использованы спин-магнитометры JR-4 и JR-5,

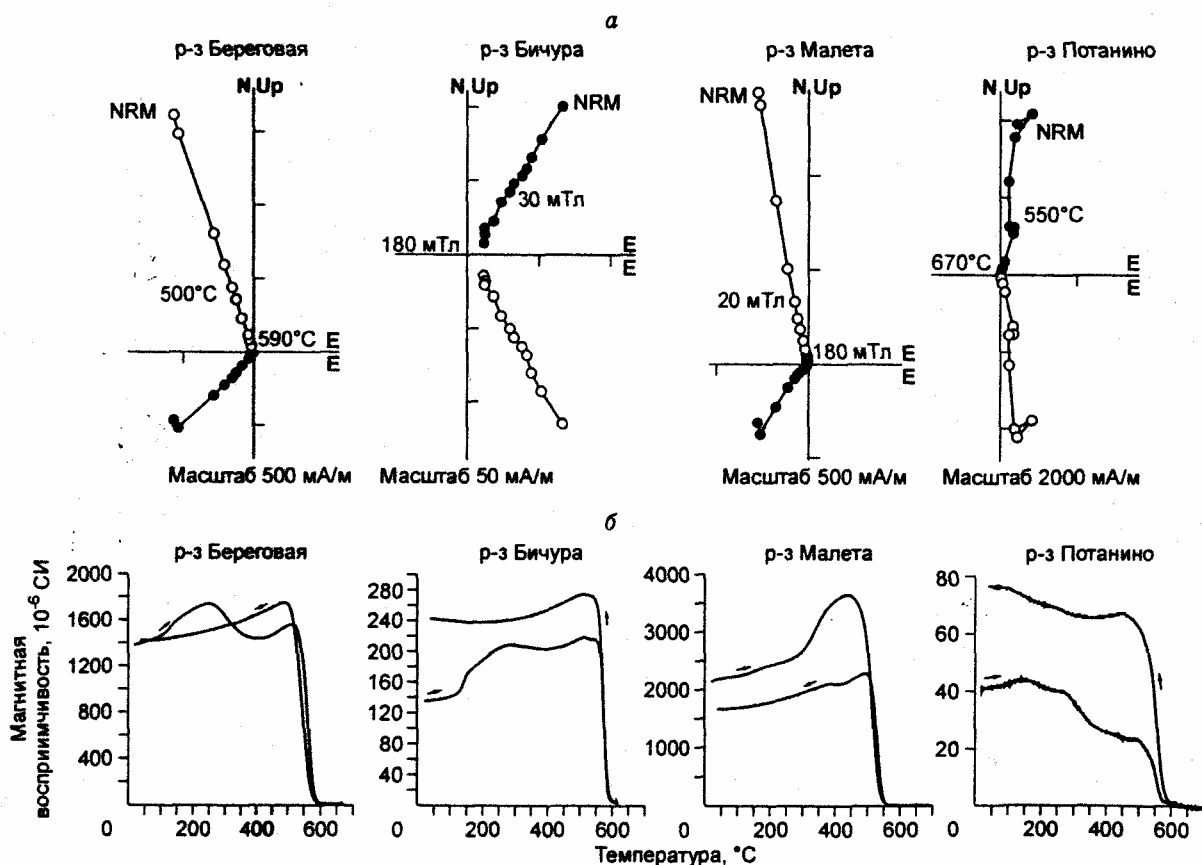


Рис. 5. Типичные диаграммы Зийдervельда (а) и графики $k(T)$ (б) вулканитов Чикой-Хилокской впадины.

Здесь и далее на диаграммах Зийдervельда кружками обозначены проекции векторов на плоскость: залитыми — на горизонтальную, полыми — на вертикальную. Диаграммы даны в стратиграфической системе координат.

криогенный магнитометр 2G Enterprise (США) со встроенной установкой переменного магнитного поля, что позволило проводить АF-размагничивание непосредственно в немагнитном пространстве магнитометра. Ступенчатое терморазмагничивание до температур 600—700 °С в зависимости от носителя намагниченности проведено с шагом 30—40 °С с использованием терморазмагничивающего устройства конструкции UCSC (США) и экранированной печи системы В.П. Апарина (ИФ СО РАН, Красноярск). Контрольные измерения на образцах-дублях показали полную сходимость результатов, полученных в двух лабораториях. Поведение магнитной восприимчивости при нагреве изучалось на приборе CS-3, входящем в комплект Kappabridge KLY-3S. Анализ результатов лабораторных экспериментов проведен по стандартным методикам [27]: компонентный анализ, метод кругов переманичивания с использованием специализированных пакетов прикладных программ [28, 29].

Чикой-Хилокская впадина. Палеомагнитная характеристика базальтов хилокской свиты Чикой-Хилокской впадины изложена в работе [30], и здесь мы ограничимся лишь кратким анализом полученных данных. Вулканы трахибазальт-шошонитового состава изучены в четырех разрезах в пределах южного и северного бортов впадины (рис. 5). Величины NRM составляет, как правило, сотни или тысячи миллиампер на метр. Основным носителем намагниченности является магнетит и(или) низкотитанистый титано-

Таблица 1. Палеомагнитные направления изученных пород раннего мела Забайкалья

Разрез, порода, точка отбора			n/N	D_g	I_g	D_s	I_s	K	α_{95}
<i>Чикой-Хилокская впадина</i>									
Береговая	песчаники	00-26b	10/10	300	-70,2	204	-55,9	30,4	8,9
Береговая	шошониты	00-07	10/10	310	-62,4	218	-61,5	529,7	2,1
»	»	00-08	8/8	312	-58,4	226	-62,9	392,1	2,8
»	»	01-26a	4/5	314	-56,8	230	-63,7	652	3,6
»	»	01-26c	5/5	323	-59,2	222	-68,4	16,8	19,2
Бичура	трахибазальты	00-09	7/7	91,7	86,2	44,1	59,6	159,1	4,8
»	»	00-10	6/6	13,6	81,2	31,9	53,9	35,5	11,4
»	»	00-11	8/8	331,6	86,1	30,8	60,3	38,8	9
Малета	трахибазальты	01-14a	6/6	349,9	-86,7	170	-78,3	328,7	3,7
»	»	01-14b	8/9	198,9	-76,7	184	-62,6	92,1	5,8
Потанино	трахибазальты	01-15a	10/10	104,7	79,2	32	69,9	63,7	6,1
»	»	01-15b	6/7	22,7	85,6	4,1	65,9	67,7	8,2
»	»	01-15c	9/9	169,2	75,8	23,6	83,4	106,9	5
Среднее по впадине			13/13	124,1	78,1			26,7	8,2
						30	65,9	56,1	5,6
<i>Боргойская впадина</i>									
Нижний	трахибазальты	01s01	10/10	0,1	54,3	14,5	67,1	57,9	6,4
»	»	01x01	8/8	359,4	52,5	12,3	65,4	67,3	6,8
Верхний	трахибазальты	01s03	10/10	337	65,8	12	75	171,3	3,7
»	»	01x03	5/6	345,1	56,6	7,9	65,1	76,5	8,8
Дабхорский	тешениты	01s02	8/10	9,3	70,1	29,2	71,5	86,2	6
»	»	01x02	7/8	356,4	72,1	18,3	74,8	217,6	4,1
Гунтуйский	тешениты	01s04	11/112	339,7	70,1	333,4	74,7	99,4	4,6
Среднее по впадине			7/7	352,8	63,5			68,7	7,3
						10,7	71,1	138,5	5,1
<i>Удинская впадина</i>									
Амгаланта	трахидолериты	01x32	9/9	10,7	73,1	52,1	68	37,6	8,5
»	трахибазальты	01x33	8/8	203	-57,2	223	-52	213,3	3,8
Ашанга	трахибазальты	01x34a	6/8	219,8	-72,3	241,8	-66,6	42,4	10,4
»	»	01x34b	9/9	210,7	-69,8	232,4	-65,2	217,2	3,5
Булым	трахибазальты	01x35	5/7	181,8	-60,8	200	-64,1	29,6	14,3
Среднее по впадине			5/5	19,8	67,2			74,3	8,8
						45,2	63,9	76,2	8,9

Примечание. n/N — количество использованных в статистике образцов (точек отбора для средних по впадинам) к общему количеству изученных образцов; D_g и I_g — палеомагнитное склонение и наклонение в географических координатах, D_s и I_s — то же, в стратиграфических координатах, K — параметр кучности и α_{95} — радиус 95 %-го овала доверия в стратиграфических координатах, для средних по впадине: в верхней строке — в географической системе координат, в нижней — в стратиграфической системе координат.

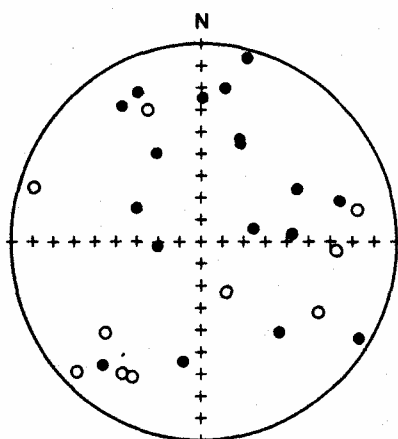


Рис. 6. Распределение стабильных компонентов намагниченности в гальках конгломератов разреза Береговая.

$K = 1,2$; $\alpha_{95} = 53,3$. Здесь и далее на стереограммах: залитые символы — проекции векторов на нижнюю полусферу, полые — на верхнюю.

магнетит с точками Кюри, близкими к магнетиту — 570°C . Для одного разреза установлено присутствие нескольких магнитных фаз, отражающих процессы окисления титаномагнетита и, вероятно, примесь небольшого количества гематита. Однако последний в силу его небольшой концентрации не влияет на направление характеристических компонентов намагниченности (см. рис. 5).

По результатам лабораторных исследований базальтоидов Чикой-Хилокской впадины в породах выделены характеристические компоненты намагниченности прямой и обратной полярности (табл. 1). Полярность выделенных в разрезах зон хорошо согласуется с возрастными оценками Ag-Ag изотопного датирования и выводом о более раннем излиянии шошонитовых лав [24]. Так, время формирования шошонитов разреза Береговая по данным $^{39}\text{Ag}/^{40}\text{Ag}$ составляет $122 \pm 0,6$ млн лет. Намагниченность всех изученных образцов этого разреза имеет обратную по знаку наклонения полярность. Ранний мел в целом является периодом преобладающей прямой полярности (хрон С34 — апт—сантон). Первая узкая зона обратной полярности фиксируется между 120 и 121 млн лет — на рубеже апта и баррема [31]. Возраст трахибазальтов разреза Бичура несколько более молодой $115,5 \pm 1,2$ млн лет и полярность сохранившихся в них направлений, соответственно, прямая (см. табл. 1). Тест обращения положительный. Угол между

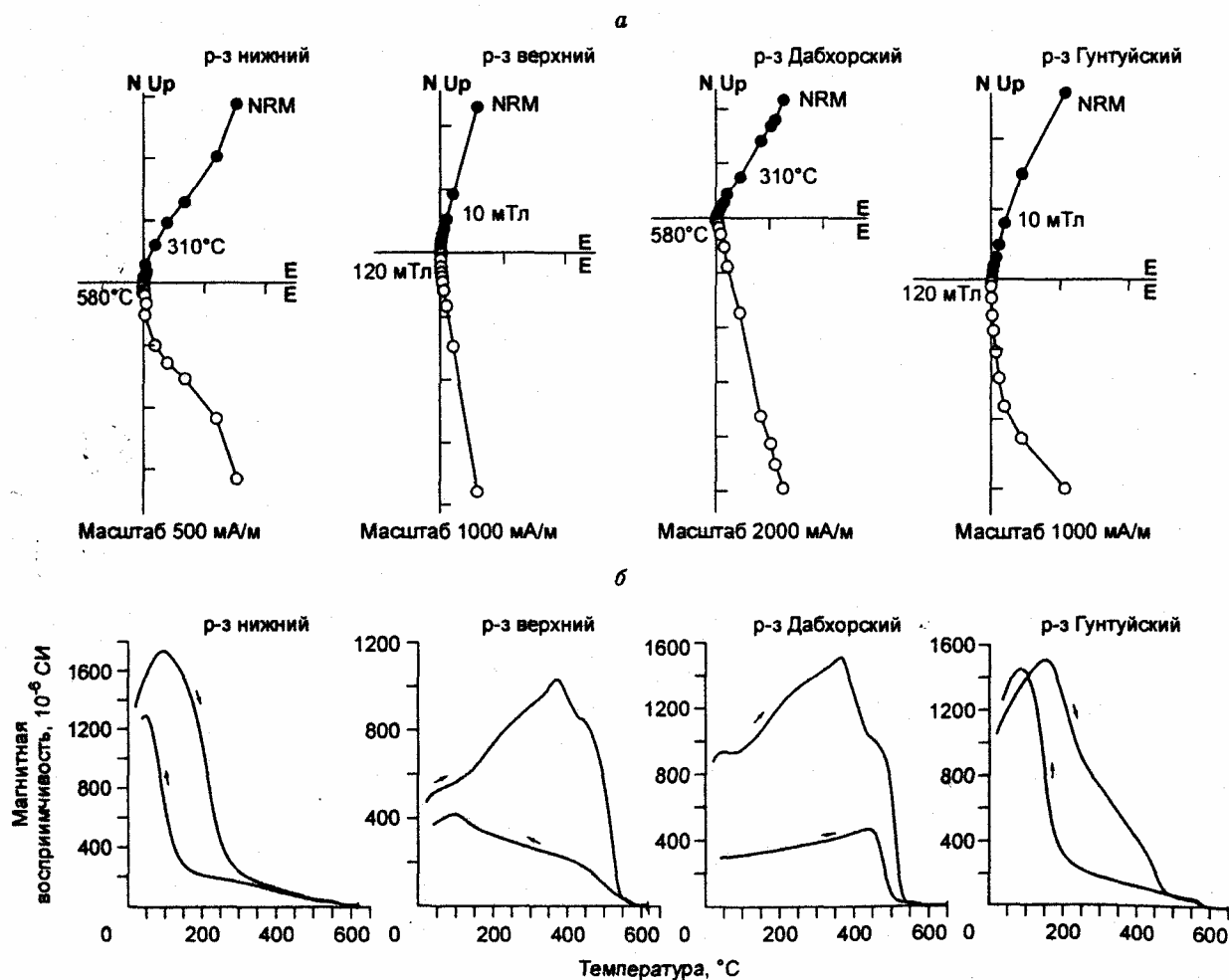


Рис. 7. Типичные диаграммы Зийдervельда (а) и графики $k(T)$ (б) вулканитов Боргойской впадины.

направлениями прямой и обратной полярности после обращения $4,9^\circ$ при критическом $11,0^\circ$. Тест складки также дает положительный результат. После обращения максимум кучности достигается при 80 %-м распрямлении складки, при этом кучность возрастает в 3 раза, а радиус 95 %-го овала доверия сужается почти в 2 раза. В пользу отсутствия процессов, связанных с региональным перемагничиванием пород хилокской свиты, свидетельствует и положительный тест галек для разреза Береговая (рис. 6).

Боргойская впадина. Основание базальтовой толщи хилокской свиты нижнего мела изучено в северо-западном борту впадины (см. рис. 3). Здесь выходят на поверхность несколько покровов темно-серых порфировых трахибазальтов, перекрывающих осадочную толщу, которая представлена мелко-зернистыми серыми песчаниками и алевритами. Верхняя часть вулканогенно-осадочного разреза изучена в центральной части впадины, где обнажены несколько маломощных покровов темных афировых трахибазальтов. Падение толщ практически субгоризонтальное, а в борту впадины не более $10-20^\circ$.

Величина NRM базальтов Боргойской впадины обычно выше 1 А/м. Основными магнитными минералами, так же как и в базальтах Чикой-Хилокской депрессии, являются титаномагнетит и (или) магнетит (рис. 7). Низкотемпературный компонент, как правило разрушаемый до 350°C , не имеет регулярного направления. В интервале температур $350-580^\circ\text{C}$ фиксируется стабильный характеристический компонент намагниченности прямой полярности. Лишь для единичных образцов спектры блокирующих температур этих компонентов перекрываются значительно и разделить их полностью не удастся. Приблизительно такие же результаты дает и АF-размагничивание. Значения медианного разрушающего поля (MDF) не более 15 мТл. Низкокоэрцитивный ($\sim$ до 15 мТл) компонент также не имеет стабильного направления, либо близок по направлению к относительно более высококоэрцитивному. В некоторых образцах присутствие низкокоэрцитивного компонента не чувствуется. Полное разрушение намагниченности достигается при величине переменного магнитного поля в 100—120 мТл (см. рис. 7).

Тела субвулканического комплекса сосредоточены в центральной части впадины. Изучены два наиболее крупных лакколита: Дабхорский и Гунтуйский (см. рис. 3), сложенные породами тешенитового состава. Значения петромагнитных характеристик и поведение вектора остаточной намагниченности в ходе температурного и АF-размагничивания тешенитов не отличается от их вулканических аналогов (см. рис. 7).

Тест складки свидетельствует о доскладчатой природе выделенного стабильного компонента намагниченности. Максимум кучности достигается при полном распрямлении складки, при этом значение этого параметра увеличивается в два раза (см. табл. 1).

Удинская впадина. Изученные трахибазальты центральной части Удинской впадины характеризуются широким спектром значений величины NRM. Здесь присутствуют как относительно „слабые“ в магнитном отношении разновидности (величина NRM порядка 100 мА/м), так и отдельные пластовые тела, породы которых намагничены до десятков ампер на метр. Основными носителями намагниченности являются титаномагнетит и (или) магнетит. Практически полное размагничивание образцов достигается при значениях переменного магнитного поля 180 мТл.

В районе пос. Амгаланта, в левобережье р. Нахала (см. рис. 4), изучены два базитовых тела. Трахи-долериты одного из них характеризуются повышенными значениями величины естественной остаточной намагниченности и присутствием относительно магнитоустойчивых минералов. Значение MDF 40—50 мТл. Характеристический компонент намагниченности имеет прямую по знаку наклонения полярность, весьма стабилен и разрушается в интервале 30—180 мТл (рис. 8).

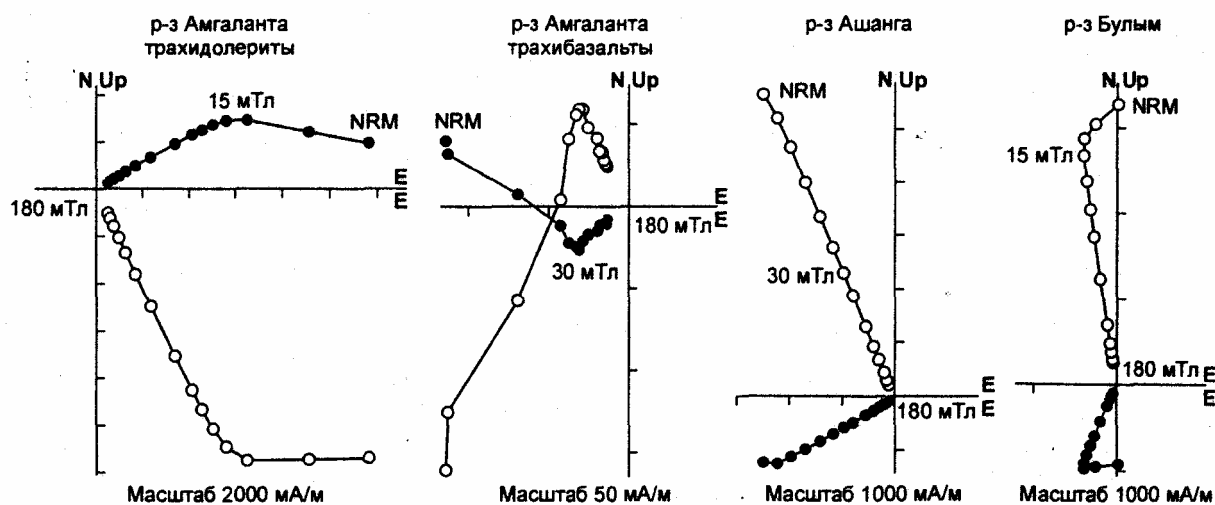


Рис. 8. Характерные диаграммы Зийдервельда вулканитов Удинской впадины.

Величины NRM трахибазальтов второго тела гораздо ниже и представлены двумя противоположно направленными компонентами намагниченности. В интервале 0—30 мТл разрушается компонент намагниченности прямой полярности, в среднем близкий по направлению к современному геомагнитному полю. Выше 30 мТл вектор остаточной намагниченности резко разворачивается, меняя полярность на обратную, и устремляется к центру координат диаграммы Зийдервельда (см. рис. 8).

В районе пос. Ашанга, на правом берегу р. Уда опробованы и изучены два трахибазальтовых тела (см. рис. 4). Естественная остаточная намагниченность этих пород составляет от 2 до 7 А/м, значения MDF 40 мТл и выше. В составе NRM, как правило, фиксируется только один компонент намагниченности — характеристический, обратной по знаку наклонения полярности (см. рис. 8).

Еще одно тело трахибазальтов изучено к востоку от пос. Ашанга в районе пос. Булым. По петромагнитным характеристикам эти породы не отличаются от трахибазальтов района пос. Ашанга. Значения MDF около 40 мТл. В интервале 20—180 мТл разрушается характеристический компонент намагниченности обратной полярности (см. рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Результаты палеомагнитных исследований позволили рассчитать палеомагнитный полюс для территории Западно-Забайкальской рифтовой системы на раннемеловое время. Эти данные можно использовать для расчета палеогеографического положения Сибирской платформы и ее домезозойского складчатого обрамления в структуре Евразии, поскольку формирование фундамента Забайкальского обрамления Сибирского кратона, в пределах которого развиты изученные впадины, было закончено к концу силура—началу девона. С этого времени регион развивался в режиме континентальной окраины Сибирского палеоконтинента [11].

Обоснованием раннемелового возраста выделенных компонентов намагниченности могут служить положительные результаты тестов обращения, складки и галек (см. рис. 6, 9). Прямую по знаку наклонения полярность имеют 14 изученных объектов, среднее направление $D_s = 22,6$; $I_s = 69,1$; $\alpha_{95} = 5,0$. Обратная полярность выявлена для 11 объектов, среднее направление $D_s = 215,8$; $I_s = -64,9$; $\alpha_{95} = 6,1$. Угол между направлениями прямой и обратной полярности после обращения $6,6^\circ$ при критическом угле $7,7^\circ$. По классификации [32] положительный результат теста имеет класс „В“. Дополнительным подтверж-

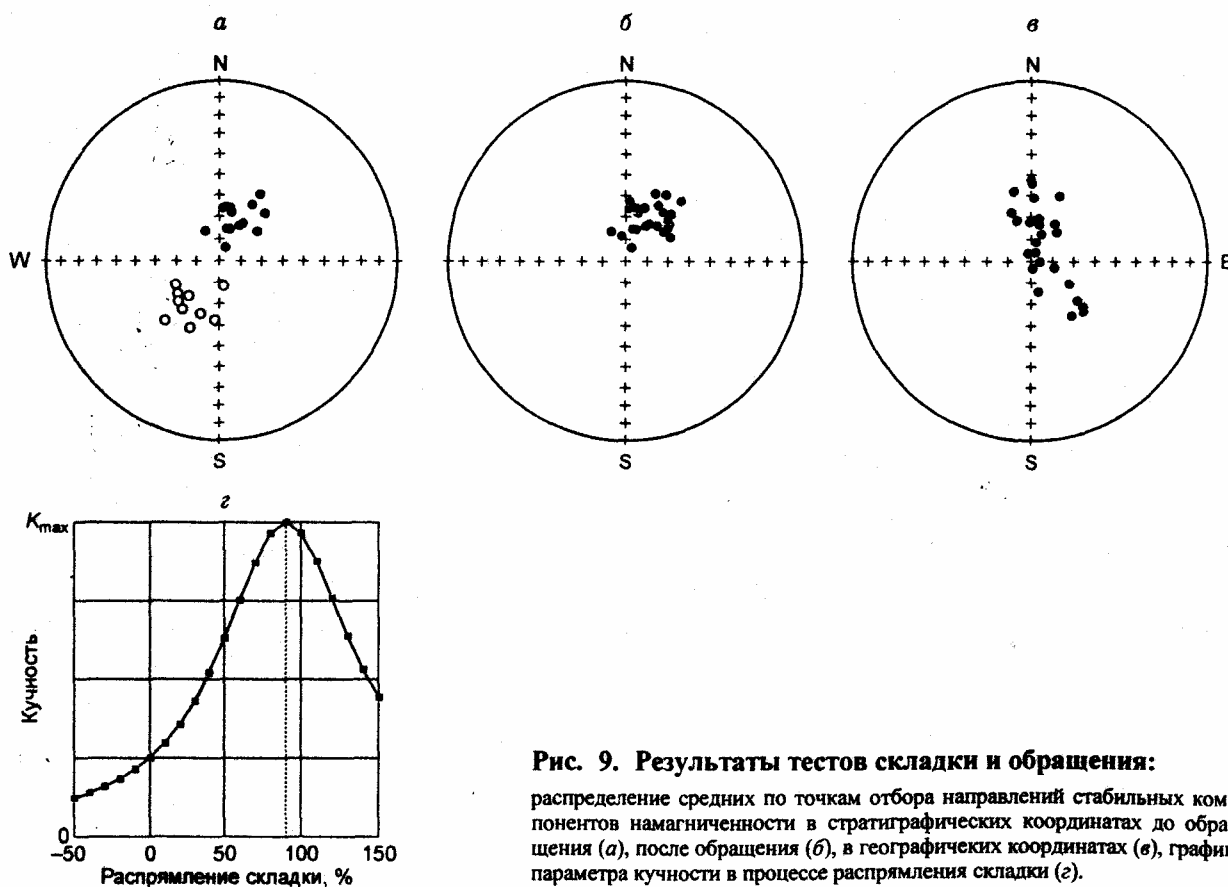


Рис. 9. Результаты тестов складки и обращения:

распределение средних по точкам отбора направлений стабильных компонентов намагниченности в стратиграфических координатах до обращения (а), после обращения (б), в географических координатах (в), график параметра кучности в процессе распрямления складки (г).

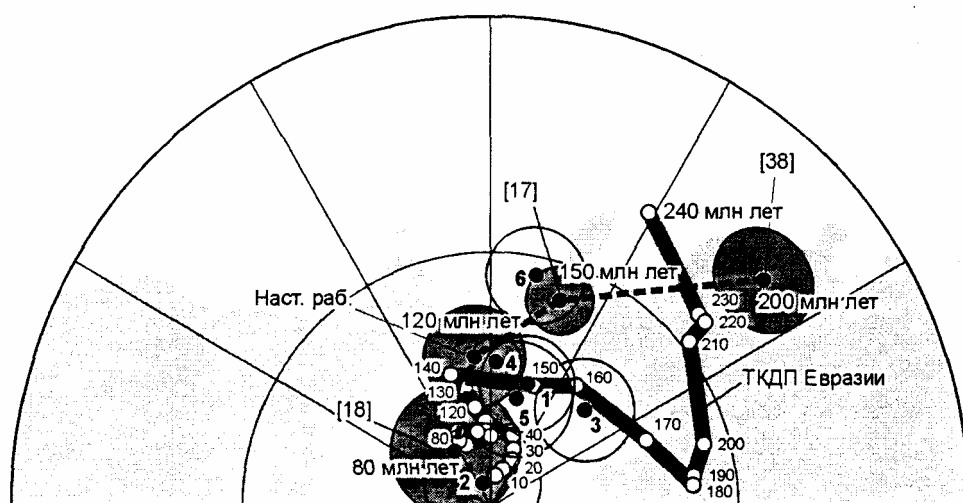


Рис. 10. Положение раннемеловых палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и ее обрамления в сравнении с ТКДП Евразии [5].

Номера соответствуют порядковому номеру в табл. 2. Штриховой линией показано смещение мезозойских палеомагнитных полюсов Сибири (использованы данные [17, 18, 38]).

дением раннемелового возраста является совпадение четко датированных интервалов полярности с магнитохронологической шкалой [31].

Кучность выделенных направлений намагниченности в 3,8 раза выше в стратиграфических координатах, чем в географических, максимум достигается при 90 %-м распрямлении складки. Стабильный компонент намагниченности в гальках конгломератовой толщи разреза Береговая имеет хаотическое распределение: $R_{\text{наб.}} = 0,236$ при $R_{\text{крит.}} = 0,301$. Сказанное выше дает веские основания считать выделенные направления намагниченности первичными, соответствующими времени излияния базальтов — около 120 млн лет назад.

Рассчитанный средний палеомагнитный полюс имеет координаты $72,3^\circ$ с.ш., $186,4^\circ$ в.д., $\alpha_{95} = 6,0$ и в пределах ошибки определения близок соответствующему интервалу ТКДП Европы [5] (рис. 10). Все доступные в мировой базе палеомагнитных данных (<http://dragon.ngu.no/Palmag/paleomag.htm>) определения на ранний мел по Сибирской платформе и ближайшему обрамлению приведены в табл. 2. Основным недостатком этих определений, безусловно, является отсутствие палеомагнитных тестов и широкий возрастной диапазон для полученных палеомагнитных полюсов до 50 млн лет и более, за исключением [35, 37]. Тем не менее положение указанных палеомагнитных полюсов, в целом, мало отличаются от рассчитанного нами. В целом они смещены вдоль ТКДП в сторону более древнего возраста (см. рис. 10).

Таблица 2. Средние палеомагнитные определения на ранний мел Сибирской платформы и ее ближайшего обрамления

№ п/п	Объект	Возраст, млн лет	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>K</i>	α_{95}	Тест	VGP Lat	VGP Long	<i>dp/dm</i>	Лит. ссылка
1 (6843)	Кондерский массив	65—208	2/34	20,9	79,8	17,7	5,7	R_0	75	163	10,4/10,9	[33]
2 (6719)	Тас-Хаятасский хр., гаримчанская свита	97—146	5/51	7	79	115	7	F_0	87,1	200,6	12,6/13,3	[34]
3 (4196)	Чулымо-Енисейская впадина, илехская серия	97—146	3/101	30	77	30	6	—	74	135	10,4/11,2	[35]
4 (4197)	Енисей-Хатангский прогиб	133—135	1/31	46	78	77	3	—	73	178	5,3/5,6	[36]
5 (7899)	Забайкалье, гусиноозерская серия	112—132	4/24	20,2	71,4	184,5	6,8	F_0, R_0	77,1	166,5	10,5/11,9	[37]
6 (7900)	Забайкалье, гусиноозерская серия	135—146	4/21	46,7	71,1	251	5,8	F_0, R_0	62,3	168,6	11,0/12,7	[37]

Примечание. В скобках — номер определения в базе „Dragon“ (<http://www.ngu.no/dragon/Palmag/paleomag.htm>), *N* — количество изученных обнажений/образцов, *D* — палеомагнитное склонение, *I* — палеомагнитное наклонение, *K* — кучность, α_{95} — 95 %-й овал доверия, Тест — палеомагнитный тест: R_0 — неопределенный тест обращения, F_0 — неопределенный тест складки, VGP Lat и VGP Long — географические широта и долгота палеомагнитного полюса, *dp/dm* — овал доверия для полюса.

Таблица 3. Сопоставление полученных палеомагнитных полюсов и направлений с ожидаемыми для Сибири и количественные параметры перемещений Забайкальской окраины Сибири относительно основных тектонических блоков Северной Азии

Блок	VGP Lat/Long	α_{95}	Лит. ссылка	Plat	D	I	α_{95}	R	F
Поздний мел									
Сибирь	82,2/214,0	7,7	[18]	50,2 ± 7,7	10,1	67,4	5,1	—	—
Ожидаемые для Сибири (на 55,0°/90,2°)									
Сев. Китай	81,1/194,0	1,2	[3]	52,0 ± 11,2	14,1	68,7	7,2	-4,0 ± 16,0	1,9 ± 8,8
Европа	81,4/206,1	5,9	[5]	50,6 ± 5,9	12,2	67,7	3,9	-2,1 ± 11,2	0,3 ± 7,2
Ранний мел									
Сибирь	72,3/186,4	6,0	н.р.	50,2 ± 5,8	28,9	67,4	3,8	—	—
Ожидаемые для Сибири (на 50,6°/107°)									
Сев. Китай	78,5/202,6	6,2	[39]	48,2 ± 6,2	17,2	65,9	4,2	10,9 ± 9,7	-2,4 ± 6,0
Европа	78,2/189,4	2,4	[5]	50,7 ± 2,4	18,7	67,7	1,6	9,4 ± 7,5	0,1 ± 4,8
Средняя—поздняя юра									
Сибирь	64,4/161,0	7,0	[17]	62,1 ± 7,0	44,3	75,2	4,0	—	—
Ожидаемые для Сибири (на 51,8°/112°)									
Сев. Китай	74,4/222,8	5,9	[39]	44,3 ± 5,9	20,5	62,8	4,2	23,7 ± 12,5	-18,0 ± 6,7
Европа	75,0/159,9	6,6	[5]	60,0 ± 6,6	22,6	73,9	3,9	21,6 ± 18,7	-2,0 ± 9,0

Примечание. VGP — палеомагнитный полюс: Lat/Long и α_{95} — географические широта/долгота полюса и радиус 95 %-го овала доверия, Plat — палеоширота, D — склонение, I — наклонение, R и F — количественные характеристики перемещения Сибири относительно соответствующего тектонического блока в градусах: R — угол вращения по часовой стрелке (—), прочерк — против часовой стрелки, F — широтное смещение (вдоль долготы по направлению к полюсу): (+) в северном направлении, (—) в южном направлении.

Если сравнить имеющиеся для Сибирского региона мезозойские полюсы с ТКДП Евразии (см. рис. 10), то хорошо заметно существенное различие юрских полюсов [17, 38] с соответствующими полюсами ТКДП и практически полное совпадение меловых полюсов. Причем угол, на который отличается положение соответствующих полюсов Сибири и Евразийской ТКДП постепенно уменьшается с юры до конца мела. Полученные новые палеомагнитные данные позволяют сделать ряд важных тектонических выводов. В табл. 3 приведены координаты палеомагнитных полюсов, полученные в результате анализа в сравнении с данными по мезозою Европы и Китая. В качестве юрского полюса Сибири использованы наиболее надежные палеомагнитные определения В.А. Кравчинского с соавторами по результатам исследования вулканогенно-осадочных разрезов бадинской свиты Могзонской впадины (Читинская область) [17]. Позднемеловой полюс, заимствованный из работы [18], рассчитан по результатам палеомагнитных исследований базанитов трубок взрыва с Ar-Ag возрастом 74—81 млн лет, широко распространенных в пределах Минусинского прогиба. Данные, приведенные в табл. 3, позволяют нам реконструировать пространственное положение тектонических блоков и составить принципиальную схему эволюции структуры Центральной Азии в конце мезозоя, во многом обусловленную внутриплитными сдвиговыми перемещениями (рис. 11).

В средней—поздней юре Северо- и Южно-Китайский кратоны составляли единое целое, их палеомагнитные полюсы не отличаются [39], тогда как значительные расхождения в положении палеомагнитных полюсов Китая и Сибири (см. табл. 3) [40] указывают на наличие пространства, приходящегося, по-видимому, на Монголо-Охотский океанический бассейн. Постепенное закрытие этого бассейна происходило с запада на восток в результате вращения Сибирской платформы относительно Восточно-Европейской по часовой стрелке (см. рис. 11). Ширина Монголо-Охотского океанического бассейна на это время могла составить до 1000 км. Угол поворота Сибири относительно Европы также весьма значительный — до 10°, без существенного перемещения по широте (см. табл. 3). Реализация такого внутриплитного перемещения возможна только при наличии крупных сдвиговых зон по периферии Сибирского кратона, вероятно, в результате реактивации более древних швов в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Наличие внутриплитных перемещений подобной кинематики и локальные развороты отдельных тектонических блоков внутри складчатого пояса фиксируются и на более раннее время [13, 19].

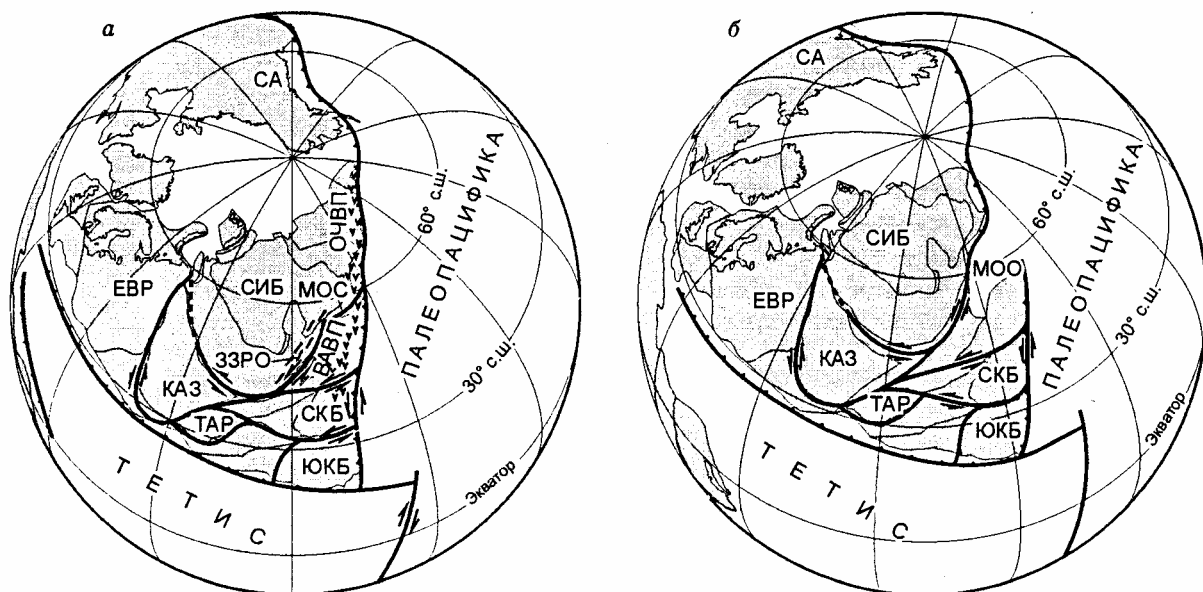


Рис. 11. Палеогеографические реконструкции на 120 млн лет (а) и 150 млн лет (б), по [4, 40].

СИБ — Сибирская платформа, ЕВР — Восточно-Европейская платформа, КАЗ — Казахстанский террейн, СА — Северная Америка, СКБ — Северо-Китайский блок, ЮКБ — Южно-Китайский блок, ТАР — Таримский блок, ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, ВАВП — Верхнеамурский вулканоплутонический пояс, МОО — Монголо-Охотский океан, МОС — Монголо-Охотская сутура, ЗЗРО — Западно-Забайкальская рифтовая область, прямоугольниками условно показано положение позднемезозойских грабенов и впадин.

Раннемеловой палеомагнитный полюс Сибири практически не отличается от референтных данных по Европе и Китаю. Палеоширота соответствует ожидаемой, что подтверждает выводы о закрытии Монголо-Охотского океанического бассейна и затухании активных тектонических процессов, связанных с этим коллизионным событием, к началу мела [40]. Фиксируется лишь незначительный (не более 2° с учетом ошибки определения) разворот Сибири относительно китайской группы континентальных блоков и европейской части Евразии по часовой стрелке, без какого-либо перемещения по широте (см. табл. 3). Следовательно, отмеченное в юре сдвиговое перемещение Сибири внутри Северо-Азиатского континента продолжалось и в раннем мелу. Соответственно, преобразование структуры Забайкалья в это время так же проходило на фоне левосторонних сдвиговых деформаций (см. рис. 11). Такая тектоническая ситуация обусловила режим растяжения на территории Забайкалья, бимодальный магматизм и, как следствие, формирование рифтогенных впадин по принципу „pull-apart“. Эти события могли быть инициированы и плавлением субдуцируемой океанической плиты в тылу Верхнеамурского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса [12]. Относительная стабилизация тектонических процессов, связанных с внутриплитными перемещениями, фиксируется в конце мела (см. табл. 3).

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (проект „Мезозойский этап тектономагматической активности в обрамлении Сибирской платформы: палеомагнитный аспект“), Интеграционных проектов СО РАН 6.7.2. и 6.7.4., грантов РФФИ (проект 01-05-97253).

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.; кн. 2, 340 с.
2. Torsvik T.N., Smethurst V.F., Van der Voo R. et al. Baltica. A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications // *Earth Sci. Rev.*, 1992, № 33, p. 133—152.
3. Zhao X., Coe R.S., Gilder S.A., Frost G.M. Palaeomagnetic constraints on the palaeogeography of China: implications for Gondwanaland // *Australian Journal of the Earth Sciences*, 1996, v. 43, p. 643—672.
4. Scotese C.R. Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington. Arlington, Texas, 1997, 45 p.
5. Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B11, p. 1—31.
6. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л., ВНИИГРИ, 1991, с. 135—149.

7. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
8. 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, Iss. 1—2, p. 1—24.
9. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.
10. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander paths of American, Eurasian, North American and Indian true polar wander since 200 Ma // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, № B3, p. 4029—4050.
11. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 11, с. 1545—1562.
12. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 12, с. 1655—1669.
13. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы / Ред. П.С. Воронов. СПб., Наука, 1997, 591 с.
14. Чжан Хун, Чжао Чуныцзин, Яо Ичжен, Цюань Хень. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (Китай) // *Тихоокеанская геология*, 2000, т. 19, № 1, с. 109—117.
15. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 1, с. 54—62.
16. 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.
17. Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 34—57.
18. Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Михальцов Н.Э. Позднемезозойские внутриплитные сдвиговые перемещения в структуре Центральной Азии по палеомагнитным данным // *Материалы науч. конф. „Строение литосферы и геодинамика“*. Иркутск, 2003, с. 60—62.
19. Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе, по палеомагнитным и геологическим данным // *Геотектоника*, 1986, № 1, с. 59—69.
20. Свяжина И.А., Петров Г.А., Рыбалка А.В. Об унаследованности движений блоков Европейского и Азиатского секторов Урала // *Палеомагнетизм и магнетизм горных пород (материалы семинара, Борок)*. М., ГЕОС, 2002, с. 83—85.
21. Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56.
22. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое—кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // *Петрология*, 1998, т. 6, № 2, с. 115—138.
23. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднемезозойско-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36, № 8, с. 132—141.
24. Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С. и др. Состав и возраст ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 4, с. 583—591.
25. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрасте проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойско-кайнозойской вулканической области // *Докл. РАН*, 1995, т. 345, № 5, с. 648—652.
26. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Смирнов В.Н. Позднемезозойский магматизм Боргойской впадины Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38, № 8, с. 1305—1314.
27. Butler R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains. Backwell Sci. Publ., Oxford, 1992, 319 p.
28. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // *Pacific Geoscience Centre. Geol. Surv. Can.*, 1994, 16 p.
29. Torsvik T., Smethurst M. GMAP. v. 32: Geographic mapping and palaeoreconstruction package // *Norges geologiske undersøkelse, NGU-rappor*, 1998, 65 p.
30. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х., Климук В.С. Раннемеловая геодинамика Забайкалья: палеомагнитный аспект // *Докл. РАН*, 2003, т. 393, № 4, с. 515—520.
31. Opdyke N.D., Channell J.E.T. Magnetic stratigraphy. NY, Acad. Press., 1996, 346 p.
32. McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 103, p. 725—729.
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