

УДК 551.7:550.838:551.2

РАННЕМЕЛОВАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ: ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АСПЕКТ

© 2003 г. Д. В. Метелкин, член-корреспондент РАН И. В. Гордиенко,
Х. Жао, В. С. Климук

Поступило 09.06.2003 г.

На территории Забайкалья широко распространены мезозойские впадины, выполненные континентальными отложениями. Их формирование сопровождалось активным вулканизмом, природа которого до сих пор дискуссионна. Выполненные в последнее время детальные геохронологические исследования и большой объем петро- и геохимических данных позволяют объяснить формирование этих мезозойских грабеновых структур и связанный с ними базальтоидный магматизм деятельностью мантийных плюмов и процессами континентального рифтогенеза в тылу активной континентальной окраины андийского типа [1, 2]. Однако построенные на этой основе геодинамические реконструкции до сих пор не подтверждены палеомагнитными характеристиками. Отсутствие такого рода данных не позволяет четко восстановить пространственное положение, структуру складчатого обрамления Сибирской платформы, расшифровать кинематику и установить масштабы предполагаемых внутриплитных сдвиговых перемещений и локальных разворотов отдельных террейнов в пределах Забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса [3, 4]. Для решения этих задач проведены палеомагнитные исследования нескольких нижнемеловых разрезов Чикой-Хилокской впадины, одной из наиболее крупных мезозойских рифтогенных структур Забайкалья.

Чикой-Хилокская впадина представляет собой широкий (20–30 км) и протяженный (150 км) грабен восток-северо-восточного простирания, осложненный серией горстовых поднятий (рис. 1). Вулканиды, выполняющие впадину, залегают преимущественно в низах разреза и обнажены на

ее крыльях. Как правило, они образуют серии потоков или покровов (до 10) 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. Среди вулканитов нижнего мела выделяются три основные разновидности: трахибазальты, шошониты, латиты, формирующие единую генетическую серию [5], типичную для позднемезозойского этапа внутриплитного магматизма Западно-Забайкальской вулканической области. Возраст вулканогенных пород (хилокская свита) Чикой-Хилокской впадины надежно определен как фаунистически [6], так и по результатам К–Аг– [7] и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - [5] определений. Полученные абсолютные 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 излияния шошонитовых лав происходило несколько раньше, чем трахибазальтов. Значения первичного изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 [5].

Палеомагнитный анализ проведен в соответствии со стандартной методикой на аппаратуре палеомагнитного центра ИГ СО РАН (г. Новосибирск) и Палеомагнитной лаборатории Калифорнийского университета (Санта-Круз, США).

Для палеомагнитного анализа выбраны четыре вулканогенно-осадочных разреза нижнего мела в пределах южного и северного бортов впадины (см. рис. 1).

Разрез в районе д. Береговая (50.55° с.ш., 106.91° в.д.), в правом борту р. Чикой, сложен серией лавовых потоков шошонитового состава с ясными границами и прослоями осадочных пород. Среди осадочной составляющей разреза присутствуют мощные прослои конгломератов с галькой нижележащих базальтов, что дает возмож-

*Институт геологии
Сибирского отделения
Российской Академии наук, Новосибирск
Геологический институт
Сибирского отделения
Российской Академии наук, Улан-Удэ
Калифорнийский университет,
Санта-Круз, США*

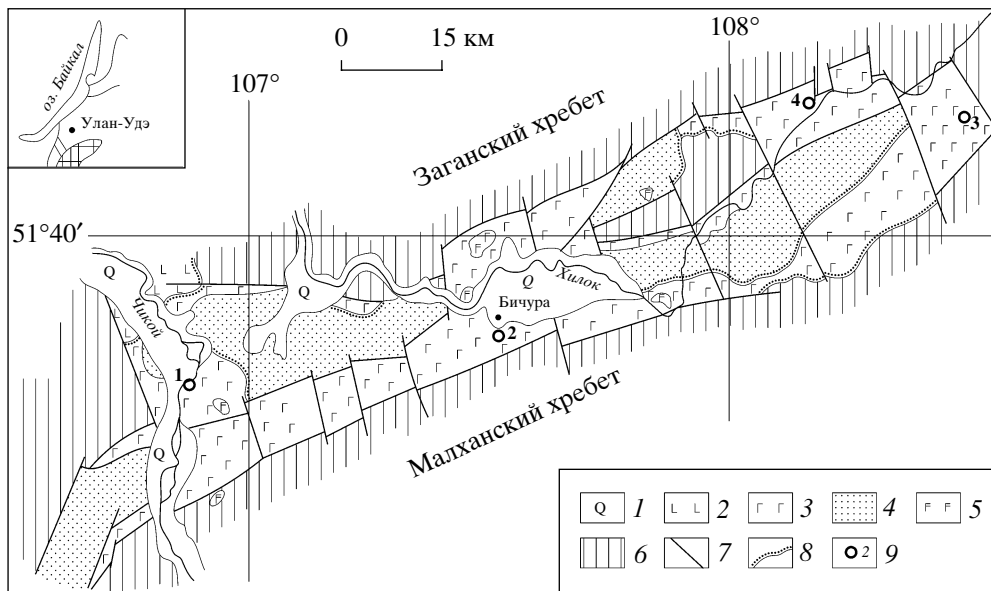


Рис. 1. Схема геологического строения Чикой-Хилокской рифтогенной впадины, по [5]. 1 – четвертичные отложения; 2 – базальтоиды ичетуйской свиты (J_3); 3 – осадочно-вулканогенные породы хилокской свиты (K_1); 4 – осадочные и угленосные отложения гусиноозерской серии (K_1); 5 – базальтоиды кайнозоя; 6 – 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.

ность использовать их для определения возраста выделенных компонентов намагниченности. Основным носителем намагниченности является магнетит и/или высокожелезистый титаномагнетит с точкой Кюри $\sim 570^\circ\text{C}$ (рис. 2). Аномальный пик величины магнитной восприимчивости в интервале $200\text{--}350^\circ\text{C}$ свидетельствует о присутствии еще одной ферромагнитной фазы, судя по температурам – маггемита, который, безусловно, является вторичным продуктом в базальтах. Присутствие маггемита отмечается и на кривой $J_n(T)$ в ходе температурного размагничивания. Однако на направление вектора остаточной намагниченности наличие низкотемпературного вторичного ферромагнетика никакого эффекта не оказывает. Во всех изученных образцах шошонитов устанавливается характеристический компонент намагниченности обратной по знаку наклонения полярности (табл. 1).

В песчаниках направление стабильной компоненты NRM удается установить только с использованием метода пересечения кругов перемагничивания. При этом во всех образцах вектор смещается по дуге большого круга в направлении распределения единичных векторов шошонитов обратной по знаку наклонения полярности.

Распределение компонент намагниченности в гальках конгломератов в целом носит хаотический характер $k = 1,2$, что позволяет говорить об отсутствии процессов перемагничивания после их формирования и считать возраст выделенных в

шошонитах компонент намагниченности ранне-меловым.

В районе д. Бичура ($50.58^\circ\text{ с.ш.}, 107.61^\circ\text{ в.д.}$) изучен разрез, представленный серией потоков трахибазальтового состава. Кривые $k(T)$ также указывают на наличие двух ферромагнитных фаз маггемита и высокожелезистого титаномагнетита (рис. 2). По результатам АФ-размагничивания четко выделяется характеристическая компонента намагниченности, отвечающая относительно магнитожесткому титаномагнетиту и/или магнетиту. Однако направление ChRM во всех изученных образцах имеет прямую по знаку наклонения полярность (табл. 1).

В районе д. Малета ($50.8^\circ\text{ с.ш.}, 108.46^\circ\text{ в.д.}$) опробовано и изучено два потока трахибазальт-шошонитового состава, перемежающихся с мало-мощными прослоями терригенных пород, при практически ненарушенном, субгоризонтальном залегании. Несмотря на схожесть петромагнитных характеристик и состава магнитных минералов, характер размагничивания несколько отличается от трахибазальтов разреза Бичура. Значения медианного разрушающего поля (MDF) составляют $10\text{--}15\text{ мТл}$, тогда как для разреза Бичура эти значения значительно выше и достигают $80\text{--}100\text{ мТл}$ (рис. 2). Во всех образцах удается установить компоненту ChRM обратной по знаку наклонения полярности (табл. 1).

В разрезе в районе д. Потанино ($50.8^\circ\text{ с.ш.}, 108.13^\circ\text{ в.д.}$), в правом борту р. Хилок, изучено два

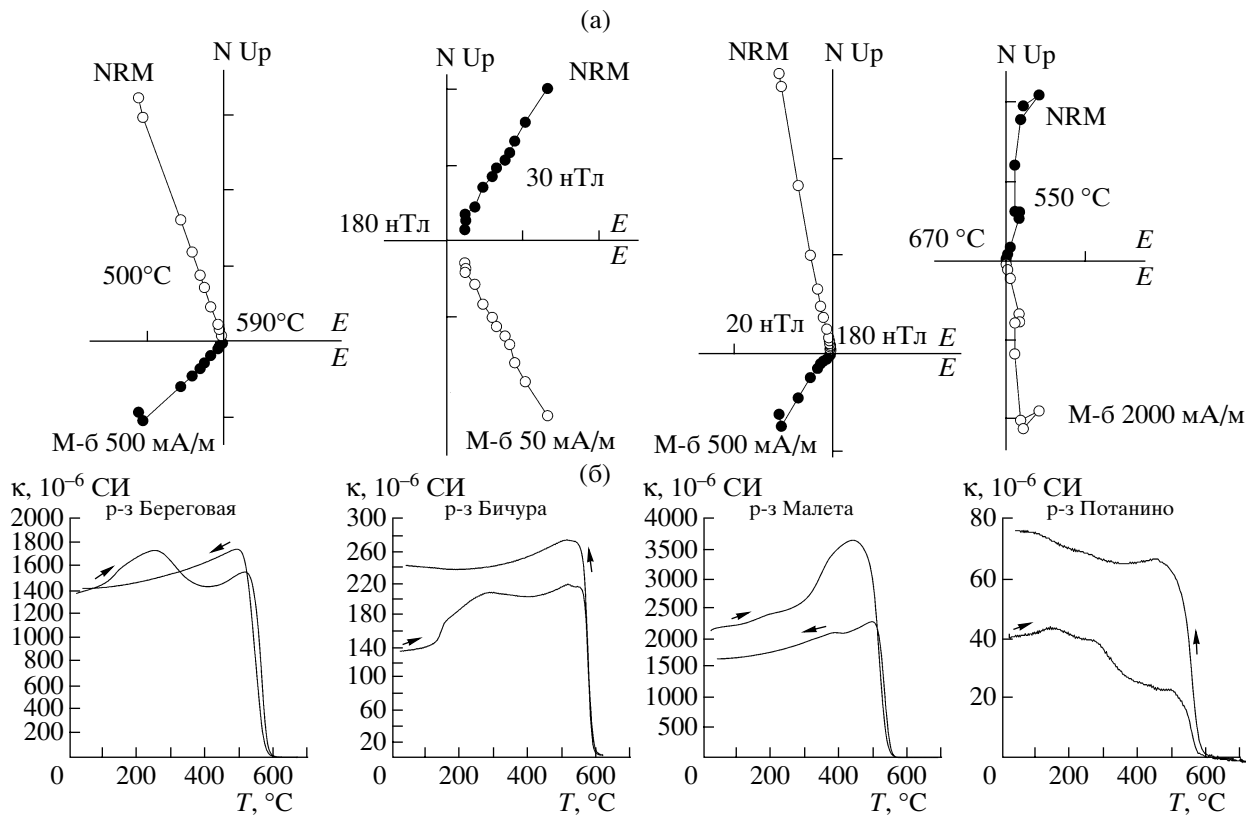


Рис. 2. Типичные диаграммы Зийдверельда (а) и графики $k(T)$ (б) по результатам лабораторных экспериментов. Пояснения в тексте.

лавовых потока трахибазальтового состава, перекрывающие грубообломочную толщу песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, и один поток в ее основании. В статиграфическом отношении этот разрез надстраивает вулканогенно-осадочную толщу района д. Малета. Характер температурного и АF-размагничивания этих пород наиболее разнообразный по сравнению с описанными выше. Здесь присутствуют образцы как с относительно низкокоэрцитивными и температурными спектрами, так и образцы, полное размагничивание которых достигается только при нагреве до 670–680°C (рис. 2). Гематитовые деблокирующие температуры наиболее характерны для базальтов основания разреза. Кривые $k(T)$ также свидетельствуют о присутствии нескольких магнитных фаз, что, вероятно, обусловлено различной степенью окисления исходных титаномagnetитов (рис. 2). Однако вне зависимости от деблокирующих температур и величины переменного поля, при котором происходит разрушение остаточной намагниченности, во всех образцах четко прослеживается присутствие близких по направлению компонент ChRM прямой полярности (табл. 1).

Наличие в вулканитах Чикой-Хилокской впадины направлений прямой и обратной полярности

хорошо согласуется с результатами изотопно-геохронологических исследований и выводом о более раннем излиянии шошонитовых лав [5]. Ранний мел в целом является периодом преобладающей прямой полярности (хрон С34 – апт–сантон). Первая узкая зона обратной полярности (M0) фиксируется на рубеже апта и баррема (120–121 млн.лет), вторая (M1) отвечает раннему баррему (123.5 млн.лет) [8, 9]. В таком случае мы склонны полагать, что формирование трахибазальт-шошонитовой толщи разрезов Береговая и Малета, вероятно, отвечает хрону M0, а излияние трахибазальтовых лав района Бичура и Потанино происходило чуть позднее – в начале апта.

Тест обращения положительный. Угол между направлениями прямой и обратной полярности после обращения 0.5°, при критическом 11.8°. Тест складки также дает положительный результат. После обращения максимум кучность достигает при 80%-распрямлении складки, при этом кучность возрастает в 3 раза, а радиус 95%-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. Таким образом, проведенный палеомагнитный анализ вулканитов Чикой-Хи-

Таблица 1. Палеомагнитные направления и координаты палеомагнитного полюса вулканитов хилокской свиты Чикой-Хилокской впадины

Разрез, порода, точка отбора	<i>n/N</i>	<i>Dg</i>	<i>Ig</i>	<i>Ds</i>	<i>Is</i>	<i>k</i>	<i>a95</i>	PLat	PLong	<i>dp/dm</i>
Береговая, песчаники, 00-26b	10/10	300	-70.2	204	-55.9	30.4	8.9	67.8	227.1	12.8/9.2
Береговая, шошониты, 00-07	10/10	310	-62.4	218	-61.5	529.7	2.1	63.0	199.1	3.2/2.5
00-08	8/8	312	-58.4	226	-62.9	392.1	2.8	58.8	190.3	4.4/3.5
01-26a	4/5	314	-56.8	230	-63.7	652.0	3.6	56.8	186.2	5.7/4.5
01-26c	5/5	323	-59.2	222	-68.4	16.8	19.2	64.0	178.1	32.4/27.3
Среднее по разрезу	5/5	312.7	-61.6	219.1	-62.8	150	6.3	63.1	195.3	9.9/7.7
Бичура, трахибазальты, 00-09	7/7	91.7	86.2	44.1	59.6	159.1	4.8	58.0	198.7	7.2/5.4
00-10	6/6	13.6	81.2	31.9	53.9	35.5	11.4	61.8	220.3	16.0/11.2
00-11	8/8	331.6	86.1	30.8	60.3	38.8	9.0	66.8	209.4	13.7/10.4
Среднее по разрезу	3/3	18.7	85.8	35.4	58.1	242.0	7.9	62.5	209.3	11.7/8.6
Малета, трахибазальты, 01-14a	6/6	349.9	-86.7	170.0	-78.3	328.7	3.7	72.6	95.6	7.0/6.6
01-14b	8/9	198.9	-76.7	184.0	-62.6	92.1	5.8	82.7	265.4	9.1/7.1
Среднее по разрезу	14/15	205.1	-83.6	180.5	-69.5	56.7	5.3	87.6	115.6	9.1/7.7
Потанино, трахибазальты, 01-15a	10/10	104.7	79.2	32.0	69.9	63.7	6.1	70.4	176.9	10.5/9.0
01-15b	6/7	22.7	85.6	4.1	65.9	67.7	8.2	86.3	241.0	13.4/10.9
01-15c	9/9	169.2	75.8	23.6	83.4	106.9	5.0	62.3	119.3	9.8/9.6
Среднее по разрезу	3/3	130.3	83.5	17.7	73.5	62.3	15.8	76.8	150.9	28.4/25.4

Примечание. *n/N* – количество использованных в статистике образцов (точек отбора) к общему количеству изученных образцов (точек отбора); *Dg* и *Ig* – палеомагнитное склонение и наклонения в географических координатах, *Ds* и *Is* – то же в стратиграфической системе координат, *k* – параметр кучности, *a95* – радиус 95%-овала доверия, PLat и PLong – географические широта и долгота палеомагнитного полюса; *dp/dm* – радиус овала доверия для палеомагнитного полюса.

Таблица 2. Раннемеловые (120 млн. лет) палеомагнитные полюсы основных тектонических блоков Северной Евразии, полученные и ожидаемые палеомагнитные направления, палеошироты и количественные параметры взаимных перемещений Забайкальской окраины Сибири относительно указанных блоков

Блок	VGP		Источник	PLat	Dec	Inc	<i>a95</i>	<i>R</i>	<i>F</i>
	Lat/Long	<i>a95</i>							
Сибирь	71.0/189.8	8.3	Н.р.	48.2 ± 8.3	30.0	65.9	5.4		
Ожидаемые для Сибири (на 50.6°/107°)									
Евразия	74.8/210.9	4.1	[10]	44.8 ± 4.1	21.1	63.3	2.9	8.5 ± 10.2	-4.4 ± 6.8
Европа	76.5/193.5	3.1	[11]	49.5 ± 3.1	21.0	66.9	2.1	8.6 ± 10.0	0.2 ± 6.5
С. Китай	78.6/202.6	6.2	[12]	48.2 ± 6.2	17.2	65.9	4.2	12.4 ± 11.5	-1.1 ± 7.3
Ю. Китай	77.3/219.6	7.0	[13]	44.5 ± 7.0	16.5	63.0	5.0	13.1 ± 11.8	-4.8 ± 7.8

Примечание. VGP – палеомагнитный полюс: Lat/Long и *a95* – географические широта/долгота полюса и радиус 95%-овала доверия, PLat – палеоширота, Dec – склонение, Inc – наклонение, *a95* – 95%-овал доверия, *R* и *F* – количественные характеристики перемещения изученной структуры Забайкальской окраины Сибири относительно соответствующего тектонического блока в градусах: *R* – угол вращения (по часовой стрелке), *F* – широтное смещение (вдоль долготы по направлению к северному полюсу плюс, южному – минус). Н.р. – настоящая работа.

локской впадины позволяет утверждать, что формирование изученных пород и выделенных компонент намагниченности происходило на рубеже баррема–апта. Полученные палеомагнитные направления могут быть использованы в качестве реперных для раннего мела Забайкалья.

Средний палеомагнитный полюс 71.0° с.ш., 189.8° в.д., *a95* = 8.3 вулканитов Чикой-Хилокской впадины лежит вблизи соответствующего интервала синтезированной ТКДП Евразии [10]. Сравнение положения полученного среднего палеомагнитного полюса, палеошироты и направ-

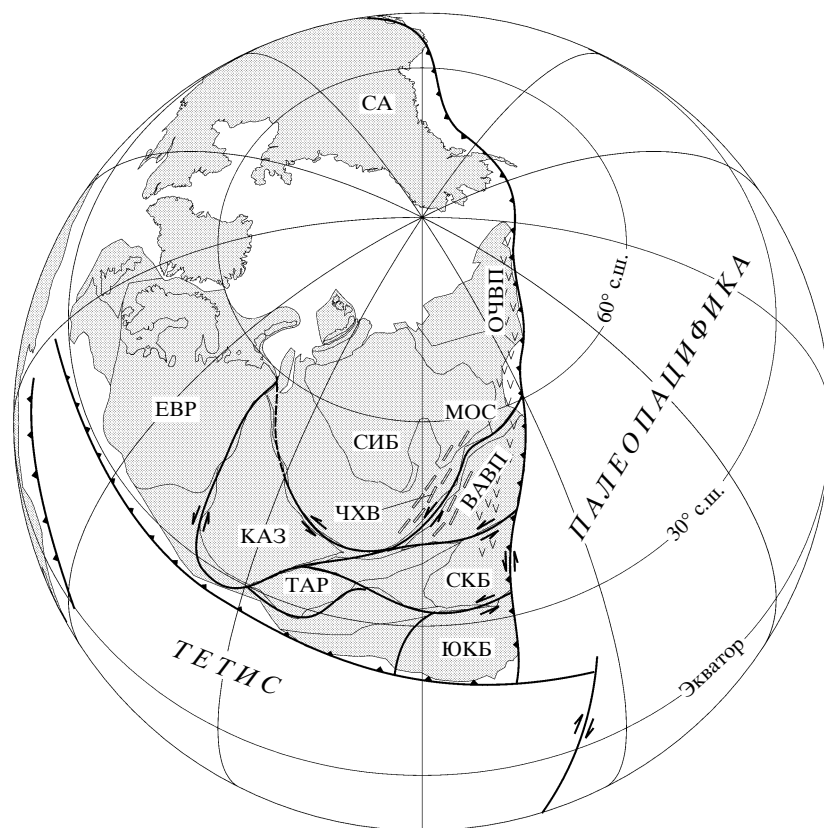


Рис. 3. Палеогеографическая реконструкция на 120 млн. лет (использованы данные [14]). СИБ – Сибирская платформа, ЕВР – Восточно-Европейская платформа, КАЗ – Казахстанский террейн, СА – Северная Америка, СКБ – Севернокитайский блок, ЮКБ – Южнокитайский блок, ТАР – Таримский блок, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, ВАРП – Верхнеамурский вулканоплутонический пояс, МОС – Монголо-Охотская сутура, ЧХВ – Чикой-Хилокская впадина (положение впадин показано условно).

ления с ожидаемыми для этого района приведено в табл. 2. Нетрудно заметить, что палеомагнитный полюс в пределах ошибки практически не отличается от референтных данных. Палеоширота соответствует ожидаемой, что подтверждает выводы о закрытии Монголо-Охотского океанического бассейна и затухании активных тектонических процессов, связанных с этим коллизийным событием, к началу мела [3]. На палеогеографической схеме показана принципиальная тектоническая модель строения Евразийского континента и его окраин на ранний мел (рис. 3). В такой трактовке раннемеловой внутриплитный магматизм Западно-Забайкальской вулканической области имеет мантийную (плюмовую) природу [1]. Однако образование плюмов могло быть инициировано в том числе и плавлением субдуцируемой океанической плиты в тылу Верхнеамурского окраино-континентального вулканоплутонического пояса [2]. По палеомагнитным данным фиксируется незначительный (в пределах ошибки определения) разворот Чикой-Хилокской впадины от-

носительно Монголо-Охотской сутурной зоны, вероятно обусловленный раскрытием самой грабен-рифтовой структуры. Угол поворота относительно Китайской группы континентальных блоков составляет не менее 1° – 2° по часовой стрелке, без какого-либо перемещения по широте (табл. 2). Реализация такого внутриплитного перемещения возможна только в результате функционирования сдвиговых зон по периферии Сибирского кратона. Следовательно, формирование рифтогенных впадин Забайкалья проходило на фоне левосторонних сдвиговых деформаций (по принципу pull-apart), при этом небольшие повороты отдельных блоков внутри грабена вполне допустимы.

Таким образом, в результате палеомагнитных исследований получен удовлетворяющий современным критериям надежности [15] палеомагнитный полюс, характеризующий положение Забайкальской окраины Сибирской платформы в структуре Евразии на ранний мел (баррем–апт). Палеомагнитные данные не фиксируют крупно-

масштабных тектонических перемещений в пределах складчатого обрамления юга Сибирской платформы, по крайней мере, к северу от Монголо-Охотской сутуры в раннем мелу. Однако эти данные показывают, что процессы внутриконтинентального растяжения и формирования грабенов взаимосвязаны со сдвигами левосторонней кинематики. Палеогеодинамические построения свидетельствуют в пользу того, что такой тектонический режим мог быть обусловлен функционированием активной континентальной окраины андийского типа [2]. Вещественным выражением субдукционных процессов является Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс, в тылу которого, в том числе и в результате сдвиговой тектоники, возникли условия растяжения и соответствующий бимодальный магматизм.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (проект “Мезозойский этап тектономагматической активности в обрамлении Сибирской платформы: палеомагнитный аспект”), Интеграционного проекта 6.7.4., РФФИ (проект 01-05-97253).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
2. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655–1669.
3. Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. // Geophys. J. Intern. 2002. V. 148. P. 34–57.
4. Halim N., Kravchinsky V., Gilder S. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 159. P. 133–145.
5. Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 583–591.
6. Скобло В.М. В сб.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1967. В. 2. С. 77–78.
7. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. // ДАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 648–652.
8. Channel J.E.T., Erba E., Nakanishi M., Tamaki K. // SEPM Spec. Publ. 1995. № 54. P. 51–64.
9. Opdyke N.D., Channel J.E.T. Magnetic Stratigraphy. N.Y.: Acad. Press. 1996. 346 p.
10. Besse J., Courtillot V. // J. Geoph. Res. 1991. V. 96. № B3. P. 4029–4050.
11. Besse J., Courtillot V. // J. Geoph. Res. 2002. V. 107. № B11. P. 1–31.
12. Gilder S., Courtillot V. // J. Geoph. Res. 1997. V. 102. № B8. P. 17 713–17 727.
13. Zhao X., Coe R.S., Gilder S.A., Frost G.M. // Austr. J. Earth Sci. 1996. V. 43. P. 643–672.
14. Scotese C.R. Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Rept 90-0497. Arlington (Texas), Depart. Geol.; Univ. Texas, 1997. 45 p.
15. Van der Voo R. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 311–324.