

УДК 550.384.5

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕВЕНДСКОЙ БАСИНСКОЙ СВИТЫ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ПОВТОРНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

© 2011 г. И. В. Голованова¹, К. Н. Данукалов¹, В. И. Козлов¹, В. Н. Пучков¹, В. Э. Павлов²,
И. Галле³, Н. М. Левашова⁴, Г. С. Сирота¹, Р. Р. Хайруллин¹, М. Л. Баженов⁴

¹Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

²Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

³Институт Физики Земли, г. Париж

⁴Геологический Институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 10.02.2010 г.

Нами были проведены палеомагнитные исследования верхневендских осадочных пород Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Эти породы опробованы на трех участках примерно в 100 км друг от друга; всего было отобрано более 300 образцов из примерно 40 точек опробования (сайтов). Анализ результатов ступенчатого размагничивания до 700°C позволил выделить стабильную компоненту намагниченности в 25 сайтах, причем найдены обе полярности. Тесты складки и обращения для этой компоненты положительны, что обычно рассматривается как веский довод в пользу первичности намагниченности. Однако палеомагнитный полюс (долгота 187.3°, широта 1.1°) для этой компоненты намагниченности находится вблизи позднеордовикского-раннесилурийского отрезка кривой миграции палеомагнитного полюса Балтики, что может указывать на перемагничивание вендских пород в палеозое. В статье анализируются разные варианты интерпретации полученных результатов и оценивается надежность имеющихся палеомагнитных данных для позднего рифея и венда Балтики.

Ключевые слова: палеомагнетизм, венд, Южный Урал, Балтика, кривая миграции палеомагнитного полюса.

ВВЕДЕНИЕ

В геологии нет неинтересных эпох, но интервал времени от 650 до 530 млн. лет назад, что примерно отвечает концу рифея, венду и началу кембрия, отличается редкостной концентрацией важных, нередко переломных событий в истории Земли. Действительно, на начало этой эпохи приходится несколько рубежей в эволюции биосферы. В венде (эдиакарии) планета несколько раз испытала крупнейшие, может быть, глобальные оледенения. Во вторую половину этой эпохи (600–540 млн. лет) произошли мощные орогении (кадомская, панафриканская, тиманская и др.) и сформировалась Гондвана; не удивительно поэтому, что именно с этого времени “начинают отсчет” многие модели фанерозойской тектонической эволюции обширных регионов, например [Моссаковский и др., 1993; Şengör, Natal'in, 1996].

Очень многие тайны вендского мира тесно увязаны с палеогеографией того времени, и именно для этого нужны палеомагнитные данные этого возраста по всем основным кратонам и основным тектоническим элементам складчатых поясов. Однако именно для венда палеомагнитные данные наиболее проти-

воречивы, в особенности для Северо-Американской (Лаврентия) и Русской (Балтика) платформ [Meert et al., 2007; McCausland et al., 2007]. Но слишком важно и интересно понять загадки того времени, и поэтому в разных странах предпринимаются новые и новые попытки получить достоверные палеомагнитные определения для венда.

Вендские отложения известны во многих частях Балтики, и в 60–70-х годах прошлого века они были изучены палеомагнитным методом. Но к настоящему времени пересмотрены возраста ряда объектов и изменились требования к качеству разделения компонент намагниченности, в силу чего ранее полученные результаты сейчас не признаются надежными. Такая ситуация сложилась, в частности, на Южном Урале, где в 60–70-х годах проводилось палеомагнитное изучение отложений рифея и венда, но в соответствии с методическими требованиями того времени напр., [Комиссарова, 1970; Данукалов и др., 1982], что обуславливает переизучение этих объектов по современной методике. Данная статья как раз и посвящена результатам повторного палеомагнитного изучения басинской свиты верхнего венда в разрезах Южного Урала.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Мощные верхнепротерозойские отложения Башкирского мегантиклинория (рис. 1а) являются одним из наиболее полных разрезов рифея и венда в мире. Здесь выделены стратотипы многих подразделений рифея региональной стратиграфической шкалы для интервала 1500–500 млн. лет. Самым верхним подразделением толщи на западе мегантиклинория является сложенная терригенными осадками ашинская серия, в которой выделено пять свит, с постепенными переходами между ними (рис. 1б) [Стратотип ..., 1983; Беккер, 1988]. Нижние две свиты (бакеевская и урюкская) имеют кварцево-аркозовый состав, а три верхние (басинская, куккараукская и зиганская) – полимиктовый. Преобладают песчаники и алевролиты, при резко подчиненном количестве аргиллитов и гравелитов. Конгломераты слагают только один маркирующий горизонт в средней части куккараукской свиты; его мощность составляет первые десятки метров на юге и первые метры в центральной части района; на севере этот горизонт не обнаружен. Ашинская серия в целом рассматривается как моласса [Беккер, 1988], но специфическая черта моласс – полимиктовость – выражена только в ее верхней части.

Ашинская серия залегает с размывом на подстилающих верхнерифейских отложениях; в западной части мегантиклинория отложения серии без углового несогласия перекрыты такатинской свитой нижнего девона, а на юге структуры – осадками среднего ордовика. Вся складчатая структура западной части Башкирского мегантиклинория имеет карбонно-пермский возраст [Пучков, 2003]. Подчеркнем, что это заключение верно только для западной части мегантиклинория, а в его восточной части есть отчетливые проявления кадомской или байкальской орогении [Maslov et al., 1997; Пучков, 2003].

Возраст ашинской серии долгое время оставался спорным, но сейчас преобладает мнение, что верхние четыре свиты накапливались в позднем венде, а самая нижняя бакеевская свита – возможно, в раннем; впрочем, нельзя исключить, что самые верхи серии накапливались в начале кембрия. Такая возрастная привязка основана на следующих фактах и доводах:

1). Ашинская серия древнее среднего ордовика, перекрывающего ее согласно на юге района.

2). Эдиакарская фауна присутствует на разных уровнях, в том числе в бакеевской свите [Беккер, 1992; 1996].

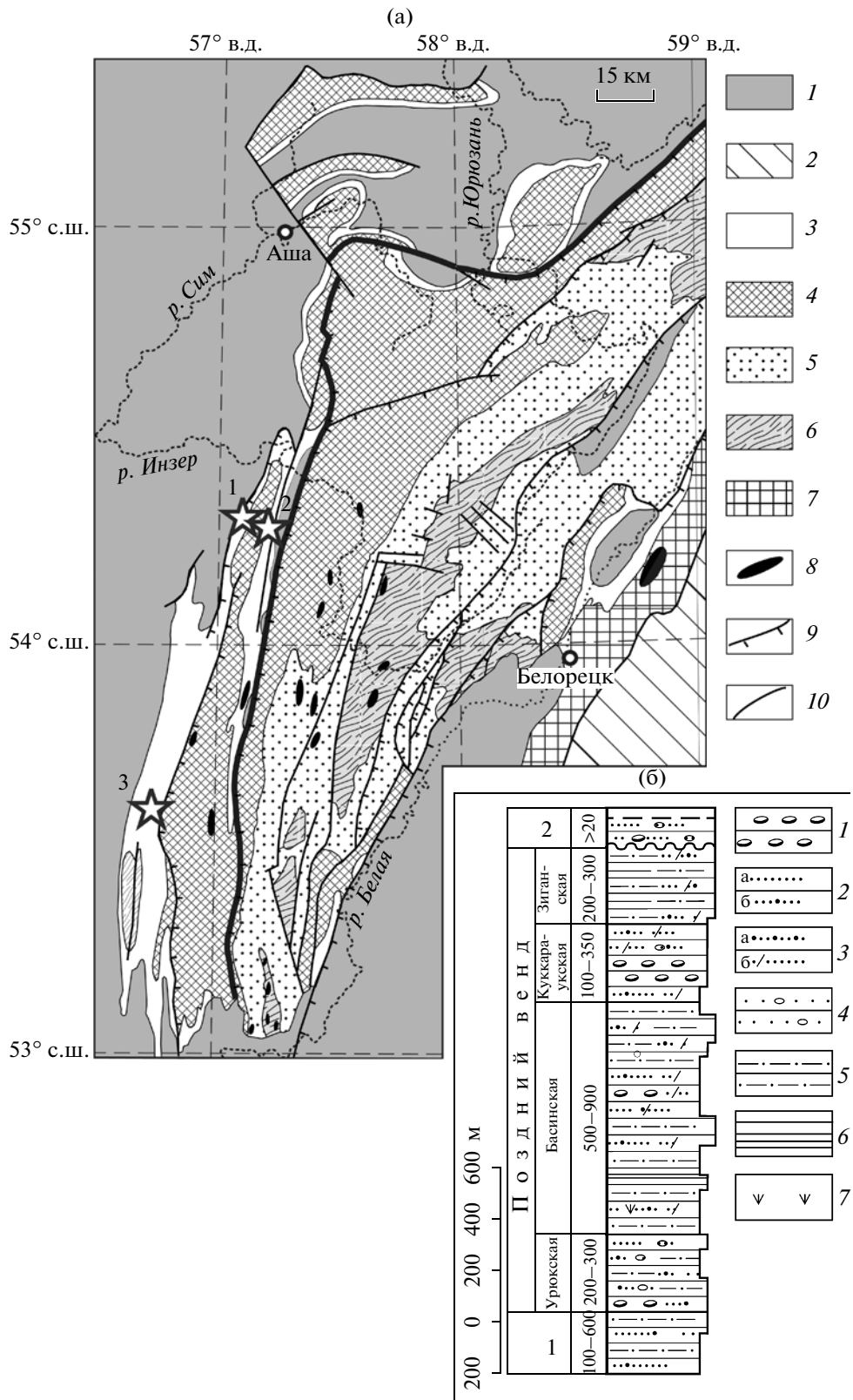
3.) Датировки ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) обломочных полевых шпатов зиганской свиты дали возраста 530–550 млн. лет [Glasmacher et al., 1999], а обломочных фенгитов ашинской серии – 571–609 млн. лет [Willner et al., 2004].

4). Возраста обломочных цирконов (U-Pb метод) лежат в широком интервале от 643 млн. лет до 512 млн. лет, с максимумом около 580 млн. лет [Willner et al., 2003], что не противоречит поздненденскому возрасту, за исключением самого “молодого” значения, резко аномального по отношению к другим возрастам.

Следует отметить, что ни возраста отдельных свит ашинской серии, ни общая продолжительность ее накопления пока уверенно не определены.

Выше было указано, что основным объектом наших палеомагнитных исследований были отложения басинской свиты и гальки из конгломератов куккараукской свиты. Басинская свита мощностью от 500 до 900 м в основном сложена полимиктовыми песчаниками с отдельными пачками и прослоями алевролитов и изредка аргиллитов. По составу песчаники и алевролиты преимущественно полимиктовые, в меньшей степени полевошпат-кварцевые и аркозовые. Песчаники обычно мелкозернистые, серые и зеленовато-серые, плотные, крепкие, слюдитые. Алевролиты по составу и облику близки к песчаникам. И те и другие содержат прослои (от 1–2 мм до 1–3 см и редко 30–40 см) буровато-серых, вишнево-красных, голубовато-серых и зеленовато-голубовато-серых аргиллитов. Последние нередко наблюдаются на плоскостях напластования в тонких (1–2 мм) пластинках с округлыми ограничениями (размером от 2 × 3 мм до 1 × 3–5 см). В свите часто развита косая слоистость. Породы практически не метаморфизованы. Вендский возраст басинской свиты не вызывает сомнений, прежде всего ввиду находок эдиакарской фауны, но более *точные* возрастны рамки основаны на косвенных данных и корреляциях; например, секвентная стратиграфия указывает на возраст около 560 млн. лет [Гражданкин, Маслов, 2009]. Как и для всей ашинской серии западной части Башкирского мегантиклинория, основная складчатость басинской свиты имеет карбон-пермский возраст [Пучков, 2003].

Рис. 1. (а) – схематическая карта юго-западного Урала [Геологическая..., 2002; упрощено]. Обозначения: 1 – палеозой Балтики и западного Урала; 2 – палеозой восточного Урала; 3 – венд; 4 – верхний рифей; 5 – Средний рифей; 6 – нижний рифей; 7 – метаморфические комплексы; 8 – интрузии; 9 – надвиги; 10 – прочие разломы. Самая толстая линия обозначает Зильмердакский надвиг, к западу от которого нет углового несогласия между вендскими и палеозойскими породами. Изученные разрезы Алатауского антиклинория обозначены звездочками: 1 – р. Басу, 2 – автотрасса Уфа–Белорецк, 3 – руч. Куккараук. (б) Упрощенная колонка вендских пород на западе Южного Урала. 1 – конгломераты, 2–4 – песчаники: 2–кварцевые (а), полевошпат-кварцевые (б), 3 – аркозовые (а), полимиктовые (б), 4 – гравийные; 5 – алевролиты, 6 – аргиллиты; 7 – глауконит.



Куккараукская свита состоит в основном из красно-бурых средне- и мелкозернистых песчаников, иногда с отдельными мелкими гальками, и регионально выдержанного слоя конгломерата. Мощность свиты изменяется от примерно 350 м на юге (участок 3, рис. 1а) до примерно 150 м в долине р. Басу (участки 1 и 2), а в самой северной части мегантиклинория эта свита выпадает из разреза. Подобным образом изменяется мощность слоя конгломератов — от первых десятков метров на юге до менее 5 м на участках 1 и 2. Среди галек резко преобладает молочно-белый кварц, в подчиненном количестве есть граниты, темноцветные магматические породы, яркие, обычно красные кремни, метаморфиты, чаще всего слюдястые кварциты и филлиты, тогда как обломки пород ашинской серии отсутствуют.

ОПРОБОВАНИЕ И МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Участки 1 и 2 расположены на крыльях Авдырдакской антиклинали (складка Алатауского антиклинория) в долине р. Басу вдоль автотрассы Уфа–Белорецк, а разрез 3 расположен вдоль ручья Куккараук на юге района в моноклинали с пологим западным падением (рис. 1а). Всего было изучено около 300 ориентированных образцов. При статистической обработке образцы, отобранные из стратиграфического интервала мощностью до 20 м, были сгруппированы и рассматривались далее как отдельные сайты. В разрезе 3 также было отобрано около 30 галек из куккараукских конгломератов. Так как обломков подстилающих басинских песчаников в конгломерате не найдено, “прямой” тест конгломератов провести невозможно. Вследствие этого были отобраны гальки магматических и метаморфических пород для “непрямого” теста; гальки кварца и кремней не отбирались.

В поле штуфы ориентировались горным компасом, а затем из них выпиливались кубики ребром 20 мм. Коллекции изучались в трех палеомагнитных лабораториях: ГИН РАН и ИФЗ РАН в Москве и IPRP в Париже. По одному образцу из всех штуфов были подвергнуты ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 700°C. В Москве размагничивание проводилось в экранированной печи TD-80 (Magnetic Measurements Ltd., UK) и в самодельных печах с двух- или трехслойным пермаллоевым экраном с остаточным полем около 10 nT; намагниченность измерялась на спин-магнитометрах JR-4 и JR-6 (уровень шума 0.005 mA/m), помещенных в кольца Гельмгольца для уменьшения внешнего геомагнитного поля в десятки раз. В Париже ступенчатая термочистка проводилась в самодельной печи, а намагниченность измерялась на криогенном магнитометре 2G Enterprises, которые были помещены в немагнитную комнату.

Для определения направлений компонент намагниченности использовались линейные участки

траекторий на диаграммах Зийдервельда [Zijderveld, 1967], включающие не менее трех измерений [Kirschvink, 1980]. Данные по образцам из одного сайта осреднялись, и полученные таким образом средние вектора по сайтам использовались для вычисления среднего направления всей толщи. При обработке данных в основном использована программа PaleoMac [Cogné, 2003].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе ступенчатого терморазмагничивания было найдено, что коллекция достаточно четко делится на две группы. Первая группа включает образцы с естественной остаточной намагниченностью (ЕОН) не более 5 mA/m и весьма нерегулярными изменениями направления вектора ЕОН в ходе размагничивания; почти все образцы этой группы отобраны на участках 1 и 2. Как правило, в таких образцах низкотемпературная компонента составляет более половины величины ЕОН; эта компонента в современной системе координат (ССК) близка к направлению современного поля, а тест складки [McElhinny, 1964] для нее отрицательный. После удаления низкотемпературной компоненты при нагреве выше 300°C линейные сегменты на диаграммах Зийдервельда выделяются менее чем в половине образцов этой группы, а соответствующие направления компонент очень сильно рассеяны. Как следствие, все образцы этой группы были исключены из рассмотрения.

В более сильно намагниченных образцах низкотемпературная компонента мала или вообще отсутствует, а четко выраженная, связанная с гематитом высокотемпературная компонента (ВТК) достаточно хорошо сгруппирована внутри большинства сайтов. Ее средние по сайтам направления сильно рассеяны в ССК, а в древней системе (ДСК) образуют на стереограммах две антиподальные группы (рис. 3, табл. 1). Тест складки [McElhinny, 1964] для ВТК положительный, а максимальное значение кучности при 95-процентном распрямлении слоев менее чем на 5% отличается от величины кучности в ДСК. Таким образом, ВТК была приобретена породами до всех деформаций; к сожалению, карбон-пермский [Пучков, 2003] возраст складчатости в западной части Башкирского мегантиклинория не накладывает жесткого ограничения на возраст намагниченности. Тест обращения для ВТК также положительный: угол между средними векторами разной полярности $\gamma = 9.1^\circ$ меньше критического значения $\gamma_{crit} = 10.3^\circ$ [McFadden, McElhinny, 1990]. Надо подчеркнуть, что средние направления для некоторых сайтов определены с большой погрешностью из-за малого числа образцов или большого разброса внутри сайта (табл. 1). Отбрасывание таких неточных результатов с радиусом круга доверия α_{95} более 15° ничего не меняет; в частности, и тест складки, и тест обращения

Таблица 1. Палеомагнитные данные по басинской свите

Данные	ССК							ДСК			
	АП	УП	N	D°	I°	k	α_{95}°	D°	I°	k	α_{95}°
р. Басу 54.3° с.ш., 57.2° в.д. (1 и 2 на рис. 1а)											
В001#	100	44	10/9	91.4	26.5	13.3	14.7	91.9	-17.1	12.2	15.4
В10&В12	95	43	8/7	235.3	17.6	9.7	20.4	213.4	46.0	11.7	18.5
В018-R	105	35	3/3	63.6	-8.7	19.8	28.5	53.3	-33.5	26.0	24.7
В018-N	107	40	7/7	259.2	14.0	41.9	9.4	245.4	47.1	36.3	10.1
В31&В36	92	55	7/7	58.9	1.0	16.1	15.5	43.9	-42.6	20.2	13.7
В049	301	66	4/3	180.0	36.1	15.6	32.4	239.0	37.9	12.0	37.3
В58&В62	286	53	12/5	337.7	-47.0	16.7	19.8	47.9	-51.0	16.4	20.0
В79	300	63	14/6	364.4	-35.2	23.0	14.3	55.4	-35.5	27.8	12.9
В93&В98	290	71	6/6	344.9	-33.6	40.8	10.6	48.1	-39.4	35.7	11.4
В100	307	62	4/4	164.0	46.4	7.6	35.6	258.7	56.0	8.3	34.0
В111	297	78	8/7	155.8	40.4	42.7	9.3	252.9	45.6	36.3	10.1
Басу			(10)	22.8	-34.2	4.5	25.7	55.2	-44.1	47.7	7.1
ручей Куккараук 53.6° с.ш., 56.7° в.д. (3 на рис. 1а)											
КК1N	302	10	10/10	225.0	29.5	22.1	10.5	230.2	26.7	24.1	10.0
КК1R	305	7	6/6	47.7	-28.6	27.2	13.1	51.3	-26.8	22.5	14.4
КК2	104	10	10/10	225.2	25.0	18.0	11.7	220.8	29.8	16.4	12.3
КК3	290	10	6/4	245.4	47.6	28.6	17.5	251.9	39.8	67.3	11.3
КК4	297	7	6/6	240.3	47.0	11.4	20.7	246.2	42.6	9.2	23.3
КК5	267	6	6/6	237.1	29.5	43.5	10.3	238.6	24.5	34.2	11.6
КК6	280	5	6/5	36.7	-18.8	13.4	21.7	38.1	-16.6	14.4	20.9
КК8-N	285	12	7/6	249.9	60.6	25.3	13.6	259.1	49.9	23.5	14.1
КК8-R	296	14	7/6	31.7	-40.1	43.1	10.3	42.8	-37.3	50.8	9.5
КК9	285	13	11/11	45.6	-51.1	54.8	6.2	57.0	-43.4	58.5	6.0
КК10	277	18	7/7	218.5	39.3	92.4	6.3	228.3	28.5	209.4	4.2
КК11&12	280	13	8/7	216.4	45.3	51.0	8.5	226.0	38.8	44.8	9.1
КК13	283	13	6/6	52.7	-22.6	77.6	7.7	55.9	-13.9	68.0	8.2
КК14	277	14	6/5	56.1	-37.8	46.1	11.4	61.6	-26.7	51.8	10.7
Куккараук			(14)	48.3	-37.8	30.0	7.4	54.1	-32.3	32.7	7.1
ВСЕ*			(24)	38.9	-36.5	8.3	11.0	54.7	-36.6	31.0	5.4
ВСЕ**			(17)	42.2	-37.2	9.5	12.2	55.2	-37.2	38.9	5.8
Полюс								Λ°	Φ°	K	A_{95}°
								187.3	1.1	35.6	5.0

* – при вычислении общего среднего данные по участку Куккараук пересчитаны в координаты участка Басу;

** – использованы только результаты с $\alpha_{95} < 15^{\circ}$;

– аномальное направление, исключенное из расчета общего среднего.

Пояснения. Данные: названия точек опробования (сайтов), средние по участкам Басу и Куккараук и общее среднее; в двух случаях (сайты В18 и КК8) были выделены обе полярности ВТК, и в таблице как отдельные сайты приведены средние для каждой полярности (N и R). АП, азимут падения. УП, угол падения. N, число образцов (сайтов): изучено/использовано. ССК, ДСК, современная и древняя системы координат соответственно. D, склонение. I, наклонение. k, кучность. α_{95} , радиус круга доверия. Для среднего полюса: Λ , Φ , K, A_{95} , долгота полюса, широта полюса, кучность, радиус круга доверия, соответственно.

остаются положительными. Интересно также отметить, что среднекарбовое — пермское перемагничивание широко развито в Уральском складчатом поясе, например, [Свяжина и др., 2003], но совершенно не проявлено в изученной коллекции. Наконец, надо указать, что средние склонения по участкам 1 и 2 на севере и участка 3 на юге района практически совпадают (табл. 1), что в свою очередь говорит об отсутствии поворотов между участками.

Диаграммы Зийдервельда свидетельствуют о том, что ВТК в басинских отложениях практически полностью связана с гематитом (рис. 2). Ранее проведенные детальные магнито-минералогические исследования [Комиссарова, 1970] также показали, что магнетит в этих породах обычно отсутствует, и лишь иногда обнаруживаются его следы.

Изучение галек из куккараукского конгломерата с участка 3 показало, что в некоторых образцах стабильная намагниченность при нагреве выше 300°C вообще отсутствует, но в большинстве случаев единственная характеристическая компонента уверенно выделяется вплоть до 670°C (рис. 4а, 4б). Направления этой компоненты явно не хаотичны, а достаточно хорошо сгруппированы; таким образом, тест галек однозначно отрицательный. В ССК среднее направление этой намагниченности незначимо отличается от направления современного поля (рис. 4в), и, вероятнее всего, гальки были перемагничены в позднем кайнозое в процессе выветривания.

Итак, ВТК в басинских песчаниках доскладчатая, а тест галек отрицательный. Казалось бы, можно было бы считать, что все породы были перемагничены после формирования конгломерата, но до складчатости. Но в этом случае примерно одни и те же направления должны быть и в перемагниченных коренных породах, и в перемагниченных гальках. А это заведомо не так (рис. 3 и рис. 4): гальки перемагничены после складчатости примерно вдоль современного поля, а в коренных породах компонента с таким направлением мала или вообще отсутствует (рис. 2). Таким образом, приходится признать, что намагниченности галек и коренных пород имеют разное происхождение и между собой не связаны.

Среди общепринятых критериев надежности палеомагнитного результата [Van der Voo, 1993] есть следующий: “Если измеренное направление намагниченности в породах отличается от всех более молодых референтных (эталонных, ожидаемых) направлений для этой плиты, то это является доводом в пользу первичности этой намагниченности; в противном случае вероятно перемагничивание пород в ту эпоху, для которой наблюдается наилучшее согласие наблюдаемых и референтных данных”. Так как западная периферия Южного Урала была окраиной Русской платформы, по крайней мере, со среднего рифея [Стратотип..., 1983], то естественно использовать для этого критерия кривую миграции палеомагнитного полюса (КМПП) Балтики. Существуют

несколько вариантов этой кривой, но, начиная с ордовика, различия между ними невелики, и мы использовали самую последнюю известную нам версию КМПП [Torsvik, Cocks, 2005]. Оказалось, что палеомагнитный полюс, соответствующий среднему направлению ВТК басинской свиты (табл. 1), хорошо согласуется с отрезком этой КМПП с возрастом около 440–450 млн. лет, т.е. концом ордовика — началом силура (рис. 5). Здесь мы обязаны подчеркнуть, что этот факт был отмечен еще в первых палеомагнитных исследованиях басинской свиты [Комиссарова, 1970]. За минувшие годы КМПП неоднократно уточнялась, наши результаты по басинской свите получены с применением новейшей методики, но факт остался.

Таким образом, мы имеем противоречивые свидетельства о возрасте ВТК в басинской свите. В пользу ее первичности говорит следующее:

- 1) однокомпонентность стабильной компоненты намагниченности в широком диапазоне температур;
- 2) наличие зон разного знака и положительный тест обращения;
- 3) положительный тест складки.

А “отрицательный” довод только один — согласие наблюдаемого и референтного полюсов. Анализ этого противоречия и посвящен следующий раздел.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ДИСКУССИЯ

В принципе, вышеописанное противоречие можно объяснить трояко:

- 1) и породы, и их намагниченность имеют вендский возраст, а согласие басинского полюса с КМПП Балтики — следствие случайного совпадения;
- 2) породы имеют вендский возраст, а их намагниченность возникла в конце ордовика — начале силура примерно 440 млн. лет назад;
- 3) и породы, и их намагниченность имеют возраст около 440 млн. лет.

Начнем анализ с последней опции. Данные о возрастах обломочных полевых шпатов [Glasmacher et al., 1999], фенгитов [Willner et al., 2004] и цирконов [Willner et al., 2003] определяют только нижний возрастной предел ашинской серии, и не запрещают этой толще быть намного моложе венда. Однако согласное перекрытие ашинской серии среднеордовикскими отложениями на юге Башкирского мегантиклинория вроде бы указывает на до-среднеордовикский возраст этой серии. Это подтверждается и тем, что басинский полюс достаточно сильно отличается от ранне-среднеордовикских полюсов Балтики (рис. 5). Наконец, находки эдиакарской фауны, в том числе в самой басинской свите [Беккер, 1992; 1996] окончательно опровергают третью опцию.

Второе объяснение полученных данных — породы полностью перемагничены на границе ордовика

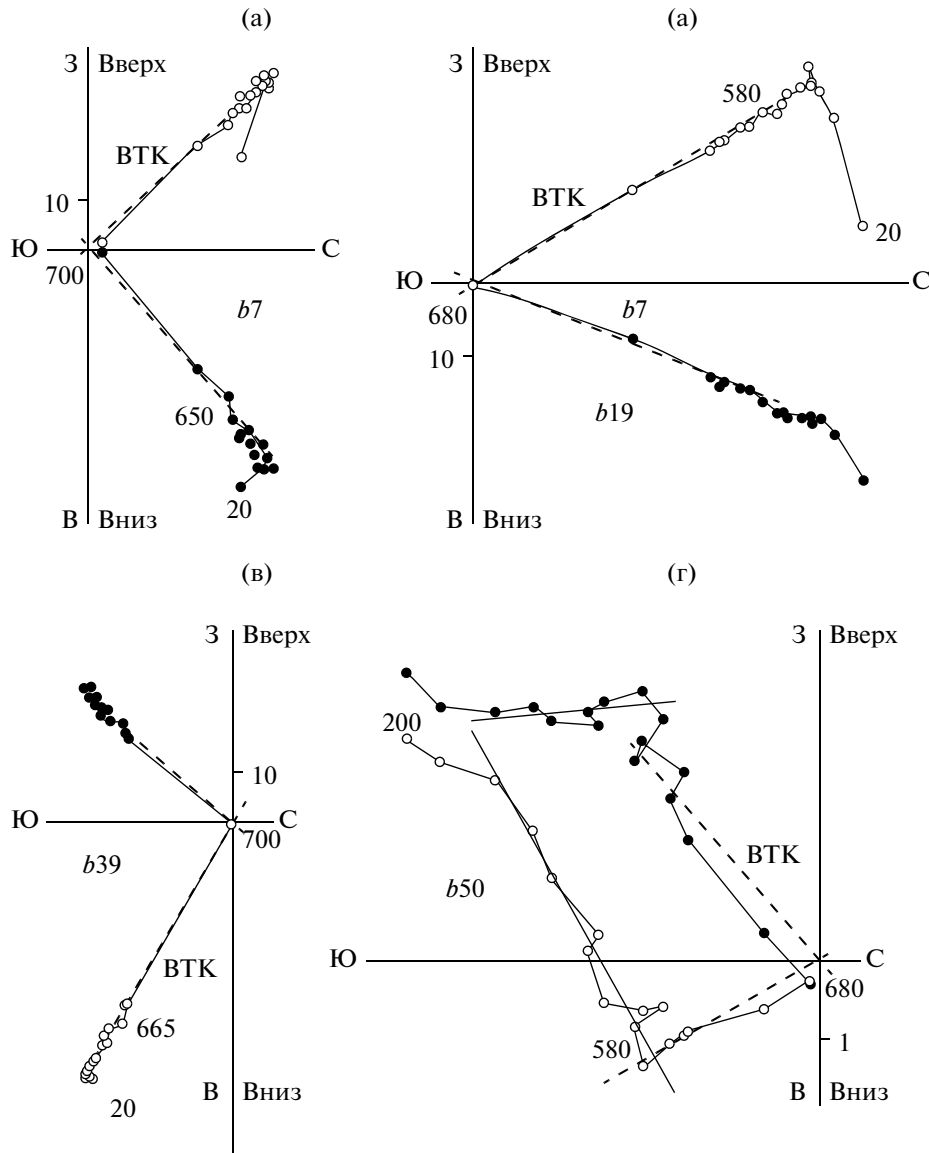


Рис. 2. Результаты терморазмагничивания представительных образцов басинской свиты в древней (стратиграфической) системе координат. Залитые (незалитые) символы – проекция на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Температуры даны в градусах Цельсия, интенсивность намагниченности по осям – в mA/m . Жирный пунктир обозначает выделенную в образце высокотемпературную компоненту (ВТК) прямой (а), (б) и обратной (в), (г) полярности.

и силура. В этом случае требуется объяснить – или, по крайней мере, высказать какую-то правдоподобную гипотезу:

- почему породы перемагнитились;
- каким образом могли возникнуть антипараллельные направления двух полярностей;
- почему при перемагничивании вся намагниченность связана с гематитом, но сами породы басинской свиты не стали красноцветами;
- почему перемагничивание было столь “изошренным” – ведь нет ни одного образца среди 300 изученных, где присутствовали бы примерно анти-

параллельные средне- и высокотемпературные компоненты.

Региональный прогрев. Для полного перемагничивания гематит-содержащих пород требуется прогрев выше 400°C по крайней мере в течение миллиона лет [Pullaiah et al., 1975]. Вендские возрастные обломочные полевые шпаты [Glasmacher et al., 1999] явно не сохранились бы при таком нагреве; практически полное отсутствие метаморфизма в ашинской серии [Стратотип рифея ..., 1983] также несовместимо с прогревом. К тому же, в западной части мегантиклинория нет никаких следов магматизма с возрастом около 440 млн. лет. Наконец, к началу силура

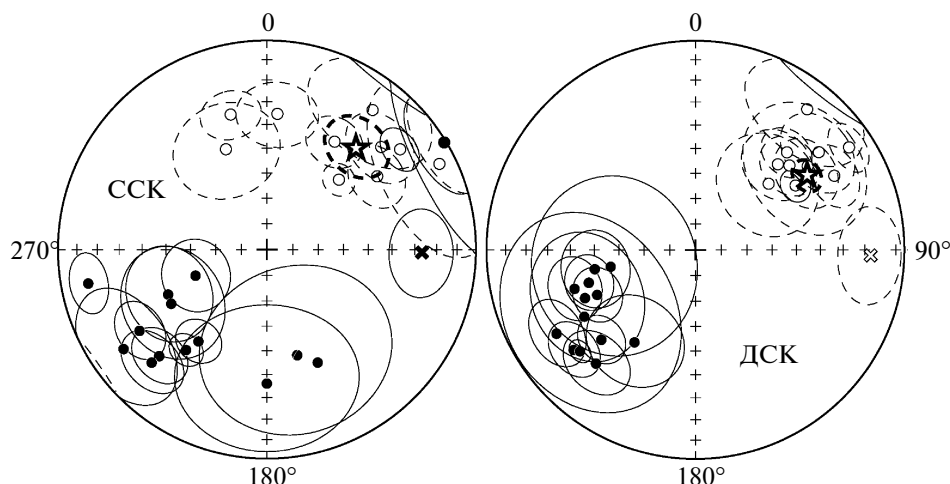


Рис. 3. Стереогаммы средних направлений высокотемпературной компоненты намагниченности с кругами доверия для отдельных сайтов (кружки и тонкие линии) и общее среднее по району (звезда и жирная линия) в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат. Обозначенный косым крестом результат исключен из подсчета общего среднего. Залитые (незалитые) символы и сплошные (пунктирные) линии — проекция на нижнюю (верхнюю) полу-сферу.

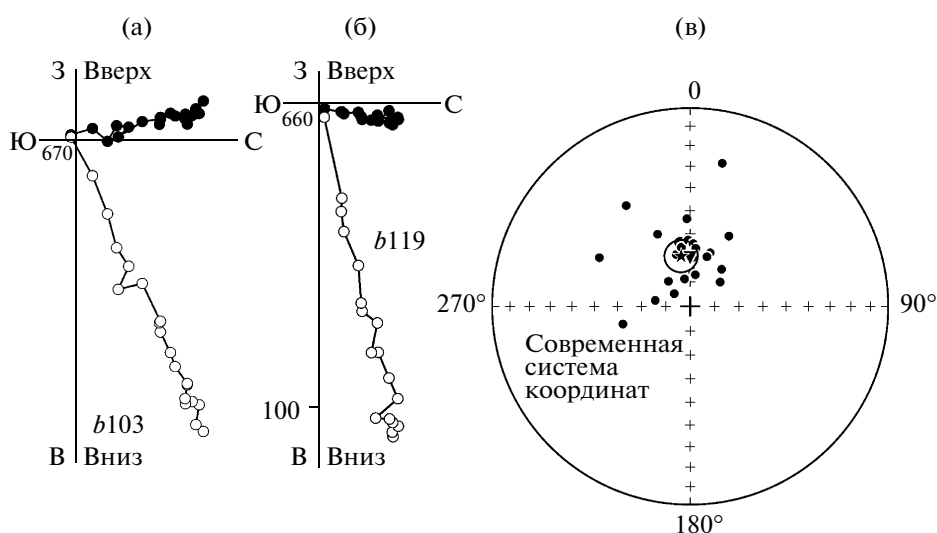


Рис. 4. (а–б). Результаты терморазмагничивания галек из конгломератов кукаркауцкой свиты в современной (географической) системе координат. Остальные обозначения как на рис. 2; (в) — единичные направления ВТК в гальках (кружки), среднее направление ВТК в гальках (звездочка) и направление дипольного современного поля в районе работ (треугольник) в современной системе координат. Остальные обозначения как на рис. 3.

общее погружение ашинских пород было ничтожным, так как маломощные перекрывающиеся осадки начали накапливаться только с нижнего девона и лишь на самом юге мегантиклинория — со среднего ордовика [Стратотип рифея ..., 1983]. Таким образом, отсутствуют как следы прогрева, так и условия, при которых он мог бы осуществиться.

Выветривание в зоне гипергенеза. Хорошо известно, что при длительном нахождении породы в зоне гипергенеза происходит окисление уже существующих ферромагнетиков и образование новых, в том

числе и гематита; порода при этом обычно становится красной. Классическим примером широкого развития такого процесса является платформенная Австралия, где в результате латеритизации оказались перемагничены многие докайнозойские породы [Idnurm, 1985a; 1985b]. Вторичная намагниченность связана с гематитом и может быть очень стабильна к нагревам — это согласуется с данными по басинской свите. Но связанная с выветриванием намагниченность часто мульти-компонентна, о чем свидетельствуют достаточно сложные и “шумные” результаты размагничивания [Idnurm, 1985a; 1985b], а сами поро-

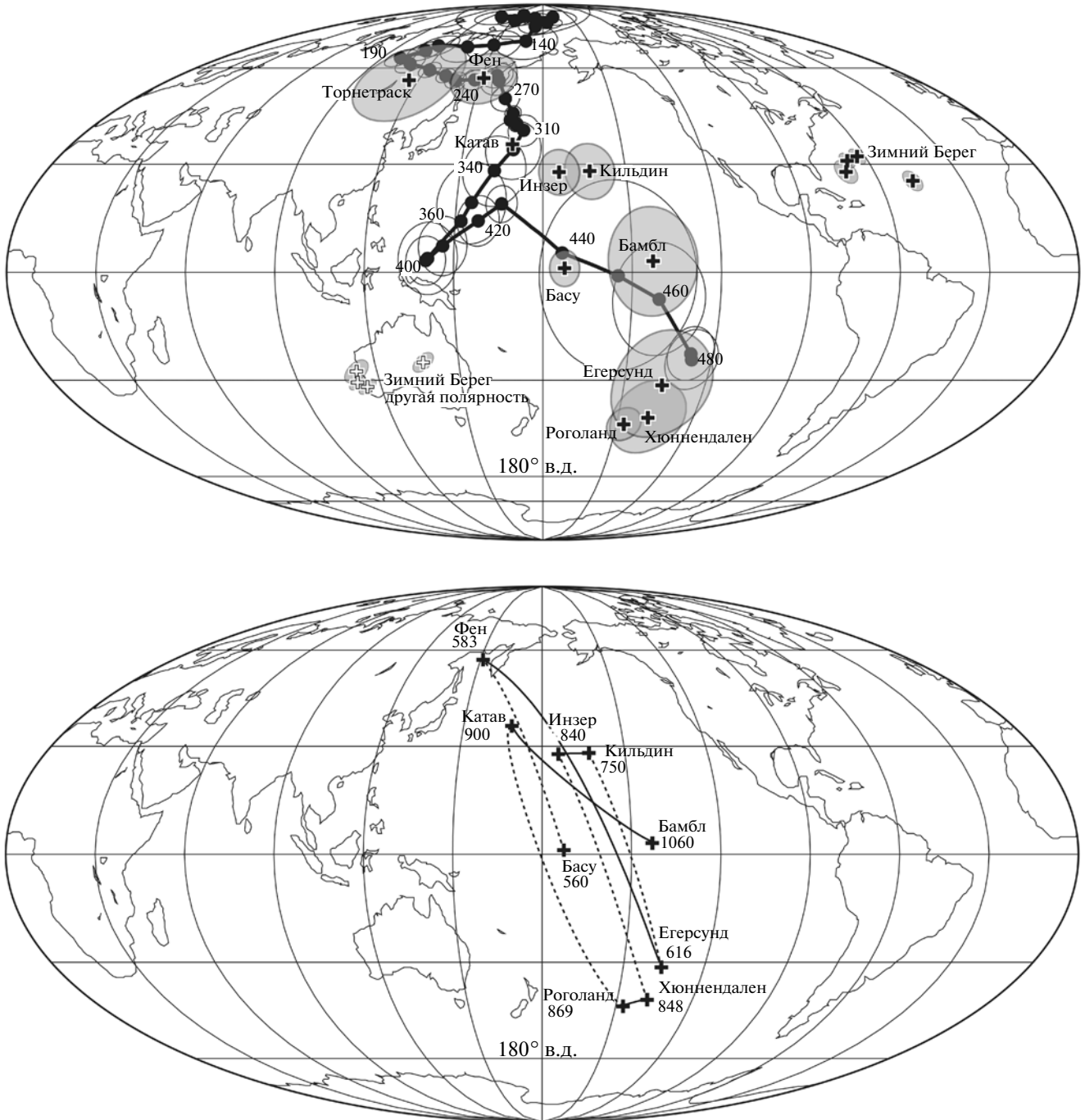


Рис. 5. (а) — кривая миграции палеомагнитного полюса Балтики (черные точки с незалитыми кругами доверия) в фанерозое [Torsvik, Socks, 2005] и наиболее достоверные палеомагнитные полюса Балтики и Западного Урала с возрастными 530–1060 млн. лет (черные кресты с серыми кругами доверия). Названия отдельных полюсов как в табл. 2. Цифры около некоторых точек КМПП — возраст в млн. лет. Данные по Зимнему Берегу Белого моря также показаны в предположении их противоположной полярности (незалитые кресты); (б) — рифей-вендские полюса Балтики (без кругов доверия), соединенные последовательно от самого древнего до самого молодого (возраст в млн. лет указан около каждого названия). Для наглядности, каждый второй сегмент показан пунктиром. Данные по Белому морю не показаны. Остальные обозначения как на рис. 5а.

ды “краснеют” за счет формирования мелкодисперсного гематита; эти характеристики полностью противоречат басинским данным. Надо также учесть, что ашинская серия залегала горизонтально на границе

ордовика и силура — ведь ее деформации произошли в перми [Пучков, 2003], а басинская свита, перекрытая несколькими сотнями метров отложений зиганской и кукараукской свит, вообще не могла попасть в зону

Таблица 2. Палеомагнитные полюса Балтики и Приуралья для интервала времени 530–1060 млн. лет

Объект	T, млн. лет	φ°	λ°	Φ°	Λ°	A_{95}°	Ссылка
Торнетраск (осадки) С. Швеция	535	68.2	19.5	56	116	13	Torsvik, Rehnstrom [2001]
Зимний Берег (осадки) ЮВ Беломорье*	555	65.5	39.8	25	312	3	Popov et al. [2002]
Архангельск (осадки) ЮВ Беломорье*	555	65.6	40.5	28	290	3	Iglesia-Llanos et al. [2005]
Золотица (осадки) ЮВ Беломорье*	555	65.5	40.0	32	292	2	Popov et al. [2005]
Верхотина (осадки) ЮВ Беломорье*	555	64.8	40.5	32	297	2	Popov et al. [2005]
Басу (осадки) Ю Урал	~560	54	57	1	187	5	Эта работа
Фен (МК) Ю Норвегия	583	59.3	9.3	57	151	9	Meert et al. [1998]
Эгерсунд (дайки) Ю Норвегия	616	58.4	6.2	-31	224	16	Walderhaug et al. [2007]
Кильдин (осадки) Кольский п-ов**	~750	70	31	28	197	8	Meert, Torsvik [2003]
Инзер (осадки) Ю Урал	~840	55	57.5	28	186	6	Павлов, Галле [2009]
Хюннендален (дайки) Ю Норвегия	848	59	7	-41	222	11	Walderhaug et al. [1999]
Рогаланд (МК) Ю Норвегия	869	58	6	-43	213	5	Meert, Torsvik, [2003]
Катав (осадки) Ю. Урал	~900	55	57.5	36	168	2	Павлов, Галле [2009]
Бамбл (МК) Ю. Швеция	1060	59	10	3	217	15	Meert, Torsvik [2003]

* – эти результаты в статье приводятся под общим именем “Зимний Берег”;

** – сводный результат по позднерифейским породам п-ова Средний и о-ва Кильдин;

Пояснения. Объект: Название (тип пород; МК – магматический комплекс) географическое положение; крупным шрифтом даны названия, использованные для ссылок в тексте и на рисунках. T, возраст (с тильдой, если не определен непосредственно для изученных пород). φ , λ , северная широта и восточная долгота изученного объекта. Φ , Λ , A_{95} , широта полюса (в южном полушарии, если меньше нуля), долгота полюса, радиус круга доверия, соответственно.

гипергенеза 440 млн. лет назад. Наконец, преобладающие серые и серо-зеленые окраски и басинских, и зиганских отложений также трудно совместить с их длительным пребыванием в окислительной обстановке. Здесь стоит отметить, что ВТК в гальках из кукарарукских конгломератов вероятнее всего возникла именно при гипергенезе – но не в ордовике – силуру, а в позднем кайнозое.

Миграция орогенных флюидов. Ранний–средний палеозой Северо-Американской платформы – хорошо изученный пример полного перемагничивания слабо деформированных пород на большой территории вследствие латеральной миграции активных флюидов из складчатого пояса Аппалачей в платформенный чехол, например [Elmore et al., 2001]. Соблазнительно применить этот механизм в нашем случае, но этому мешает ряд причин. Во-первых, “движущей силой” перемагничивания, которое происходило синхронно и в Аппалачах, и на платформе, были деформации в складчатом поясе. Увы – в западной части Урала никаких деформаций этого (~440 млн. лет) возраста нет. Правда, они есть на востоке Южного Урала [Абдулин, 1973], но эта часть пояса отделена от Башкирского мегантиклинория более молодыми сутурами и офиолитовыми комплексами, что делает невозможной миграцию флюидов в ту эпоху. Во-вторых, никаких следов воздействия таких флюидов на ашинские породы ни-

кто не отмечал; в частности, в них нет или почти нет прожилков кальцита и кварца.

Изменение зеркала подземных вод. Ашинские породы накапливались в осадочном бассейне, в котором почти наверняка имелись подземные воды, и можно предположить, что при достаточно медленном изменении зеркала этих вод осадки перемагничивались вблизи раздела вода–воздух. Чисто теоретически такая модель не запрещена, но у нее нет никаких экспериментальных подтверждений. Да и в любом случае трудно себе представить существование сильно окислительных обстановки на глубинах более 500 м. Вдобавок остается непонятным, как эти воды могли бы привести к формированию большого количества гематита, но не изменить окраску пород.

Казалось бы, просто методом исключения можно прийти к выводу, что верен первый вариант интерпретации: породы имеют вендский возраст, их намагниченность первична, а наложение басинского полюса на КМПП Балтики – случайное совпадение. Однако давно известно, что палеомагнитные направления по позднерифейской катавской свите Башкирского мегантиклинория хорошо согласуются с карбон-пермскими полюсами Балтики (рис. 5а, табл. 2). Мнения по этому поводу разделяются: одни авторы рассматривают катавские данные как следствие перемагничивания на завершающих стадиях формирования складчатого пояса Урала в позднем па-

леозое [Комиссарова, 1970], тогда в других работах настаивают на первичности этих данных [Комиссарова и др., 1997; Павлов, Галле, 2009].

“Басинская” ситуация лучше “катавской”, но только в том, что на границе ордовика и силура на западе Южного Урала не было деформаций. В остальном же все очень схоже: убедительно положительные тесты складки и обращения, идеальные диаграммы Зийдервельда, свидетельствующие о полном отсутствии компонент иных направлений. Однако полностью перемагниченные гальки в кукаркауском конгломерате (рис. 4а, 4б) при размагничивании ведут себя не хуже, чем басинские песчаники или катавские известняки, так что однокомпонентность намагниченности вряд ли убедительна. С другой стороны, басинские и катавские данные получены не только в одном регионе, но иногда и на одном небольшом участке. Например, басинские разрезы 1 и 2 расположены на крыльях антиклинали (рис. 1а), в ядре которой изучен один из разрезов катавской свиты [Pavlov, Gallet, 2009]. Как уже отмечено выше, в вендских образцах нет позднепалеозойской компоненты, но в катавских породах “басинская” компонента также полностью отсутствует. Это является доводом против перемагничивания пород обеих свит: довольно трудно представить себе процесс, который перемагнитил одну свиту, совершенно не затрагивая другой. И все же это лишь довод, а не доказательство — слишком мало мы знаем о том, как и почему происходит перемагничивание пород.

Проблема в том, что при совместном рассмотрении КМПП и отдельных, считаемых наиболее надежными, палеомагнитных полюсов для Балтики (с возрастными 500–1060 млн. лет) таких случайных (?) совпадений чересчур много (рис. 5а; табл. 2). Например, считающийся опорным полюс по дайкам Егерсунд с возрастом 616 млн. лет [Walderhaug et al., 2007] лежит подозрительно близко к раннеордовикскому сегменту КМПП Балтики, а также считаемые опорными данные по интрузиям Бамбл с возрастом около 1060 млн. лет [Meert, Torsvik, 2003] — среднеордовикскому. Но и это не все: вендский полюс возрастом около 583 млн. лет из южной Норвегии [Meert et al., 1998] практически совпадает с пермскими полюсами Балтики, а единственный полюс по кембрию этой же плиты [Torsvik, Rehnström, 2001] находится среди раннемезозойских полюсов платформы (рис. 5а). Да и все вместе выглядит странно: за исключением данных по позднему венду Зимнего Берега Белого моря, все остальные полюса — и фанерозойские, и позднедокембрийские (530–1060 млн. лет), — сосредоточены в полосе, едва ли занимающей 15% глобуса.

Но все становится еще загадочнее, если рассмотреть временную последовательность докембрийских полюсов (рис. 5б). Было бы логично ожидать, что отдельные полюса будут как-то упорядочены во времени, хотя бы в пределах “отведенной” им поло-

сы. Ничего подобного: оставаясь внутри этой полосы, полюса совершают нерегулярные прыжки, причем иногда более чем на 90° дуги большого круга за 20–30 млн. лет, что заставляет вспомнить гипотезу Эванса о многократных эпизодах истинного смещения полюса, т.е. поворота всей литосферы как целого относительно ядра [Evans, 1998]. Если же прыжки интерпретировать как результат тектонических движений, то скорости перемещения Балтики несколько раз должны были бы быть более 20 см/год; напомним, что быстрый дрейф Индостана происходил со скоростью “всего” 10–12 см/год [Patriat, Achache, 1984]. Можно было бы удалить часть полюсов, но тогда скорости перемещений станут еще выше.

С другой стороны, такие нерегулярные прыжки можно объяснить перемагничиванием разных пород из разных мест в разное время. Но никому очень не хочется думать так, особенно если свой собственный результат включается в черный список. А чтобы убедительно отвергнуть возможность перемагничивания, по крайней мере, по отношению к собственным данным, нужно доказать их первичность. Этим мы и собираемся заняться...

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы провели палеомагнитное переизучение большой коллекции терригенных отложений басинской свиты Южного Урала. С помощью детального ступенчатого терморазмагничивания коллекции в значительной части коллекции (25 сайтов из 40 изученных) уверенно выделена биполярная высокотемпературная компонента намагниченности, для которой тесты складки и обращения однозначно положительные. Сразу же отметим, что, несмотря на применение современных методов получения и анализа данных, новый результат крайне незначительно отличается от ранее полученных данных, например [Комиссарова, 1970; Данукалов и др., 1982], которые уже не соответствуют существующим стандартам. Соответственно, мы подтверждаем и сделанный нашими предшественниками вывод о хорошем согласии палеомагнитного полюса басинской свиты к позднеордовикским—раннесилурийским сегментом кривой миграции полюса Балтики. Несмотря на современную методику и большое количество новых геологических данных, нам не удалось ни доказать, ни опровергнуть гипотезу о полном перемагничивании басинских отложений в палеозое, также высказывавшуюся ранее, напр., [Комиссарова, 1970]. Все это крайне неутешительно для палеомагнитной практики: очевидно, есть случаи, когда даже уверенного выделения высокотемпературной компоненты намагниченности и положительных результатов применения наиболее распространенных палеомагнитных тестов складки и обращения недостаточно для однозначного заключения о возрасте намагниченности. Фактически такой же вывод сделан и при переизучении пород ка-

тавской свиты Южного Урала [Павлов, Галле, 2009]. Для решения проблемы, как нам представляется, нужно сделать одно из двух:

1) Найти в этих породах конседиментационные деформации и провести на них тест складки. Павлов и Галле [2009] попытались изучить небольшую складку, но ее конседиментационная природа была опровергнута позднейшими исследованиями [В.Э. Павлов, В.Н. Пучков, 2009, личное сообщение]. Значит, надо найти достоверно конседиментационные объекты.

2) Надо найти в коренных породах их же обломки и выполнить на них тест галек.

Вряд ли таких объектов будет много, но их все равно надо искать. Или придумать какой-то совершенно новый способ решить проблему.

Столь же “оптимистичен” результат нашего анализа палеомагнитных данных для Балтики для интервала 530–1060 млн. лет: за исключением данных по Беломорью, все остальные полюсы в той или иной степени подозрительны – нельзя исключить возможность позднейшего перемагничивания изученных объектов. К сходному выводу недавно “удалось” прийти при анализе вендских данных для Балтики [Meert et al., 2007]. В данной же работе мы просто расширили этот интервал. Опять-таки необходимо искать методы получения более доказательных решений; ведь иначе кинематика Балтики останется загадкой для интервалов времени древнее ордовика.

Мы благодарим Н.Я. Дворову за лабораторные исследования, А.В. Шацилло и Н.Б. Кузнецова за помощь при полевых работах и С.В. Шипунова за рецензирование статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 07-05-00021, 09-05-00260, 07-05-00880, и Программ ОНЗ РАН № 7 и № 10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А.А. Геология Мугоджар. Алма-Ата. 1973. 391 с.
- Беккер, Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра. 1988. 289 с.
- Беккер Ю.Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 16–24.
- Беккер Ю.Р. Открытие эдиакарской фауны в кровле венда Южного Урала // Региональная геология и металлогения. Л.: ВСЕГЕИ. 1996. № 5. С. 111–131.
- Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа ответственный редактор Козлов В.И. СПб: ВСЕГЕИ. 2002.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Секвентная стратиграфия верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 1. С. 66–70.
- Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. Ред. Келлер Б.М. М.: Наука. 1982. С. 121–162.
- Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакронного перемагничивания. Дис... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ. 1970. 140 с.
- Комиссарова Р.А., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Геоманнитные инверсии, записанные в разрезе позднерифейской катавской свиты Южного Урала // Физика Земли. 1997. № 2. С. 60–68.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–43.
- Пучков В.Н. Уралиды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. № 1–2. С. 28–39.
- Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: ИГ УрО РАН. 2003. 136 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология Ред. Келлер Б.М. М.: Наука. 1983. 183 с.
- Cogné, J.P. PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4 (1). 1007. doi:10.1029/2001GC000227.
- Elmore R.D., Kelley J., Evans M., Lewchuk M.T. Remagnetization and orogenic fluids: testing the hypothesis in the central Appalachians // Geophys. J. Int. 2001. V. 144 (3). P. 568–576.
- Evans D.A. True polar wander, a supercontinental legacy // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 157. P. 1–8.
- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V.M., Walter R. ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology west of the Main Uralian fault, southern Urals, Russia // Geol. Rundsch. 1999. V. 87. P. 515–525.
- Idnurm M. Late Mesozoic, Cenozoic palaeomagnetism of Australia. I. A redetermined polar wander path // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985a. V. 83. P. 399–418.
- Idnurm M. Late Mesozoic and Cenozoic palaeomagnetism of Australia. – II. Implications for geomagnetism and true polar wander // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985b. V. 83. P. 419–433.
- Iglesia Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmassova A. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic–Early Palaeozoic // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. P. 732–747.
- Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophysical Journal of Royal Astronomical Society. 1980. V. 62. P. 699–718.
- Maslov A., Erdtmann B., Ivanov K., Ivanov S., Krupenin M. The main tectonic events, depositional history, and the palaeogeography of the southern Urals during the Riphean–Early Palaeozoic // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 313–335.
- McCausland P.J.A., Van der Voo R., Hall C.M. Circum-Iapetus paleogeography of the Precambrian–Cambrian transition with a new paleomagnetic constraint from Laurentia // Precambrian Res. 2007. V. 156. P. 125–152.

- McElhinny M.W.* Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1964. V. 8. P. 338–340.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- Meert J.G., Torsvik T.H., Eide E.A., Dahlgren S.* Tectonic significance of the Fen Province, S. Norway: constraints from geochronology and paleomagnetism // *J. Geol.* 1998. V. 106. P. 553–564.
- Meert J.G., Torsvik T.H.* The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // *Tectonophysics.* 2003. V. 375. P. 261–288.
- Meert J.G., Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Hendriks B.W.H.* Age and paleomagnetic signature of the Alno carbonatite complex (NE Sweden): Additional controversy for the Neoproterozoic paleoposition of Baltica // *Precambrian Res.* 2007. V. 154. P. 159–174.
- Patriat P., Achache J.* India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates // *Nature.* 1984. V. 311. P. 615–621.
- Pavlov V., Gallet Y.* Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth's middle age // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10. doi:10.1029/2009GC002583.
- Popov V., Iosifidi A., Khramov A., Tait J., Bachtadse V.* Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. 10.1029/2001JB001607.
- Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // *Russ. J. Earth. Sci.* 2005. V. 7. P. 1–29.
- Pullaiah G., Irving E., Buchan K.L., Dunlop D.J.* Magnetization changes caused by burial and uplift // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 28. P. 133–143.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis, in: Yin A., Harrison M. (eds.), *The tectonic evolution of Asia* // Cambridge University Press, Cambridge. 1996. P. 486–640.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S.* Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the Early Palaeozoic // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 133. P. 44–56.
- Torsvik T.H., Rehnström E.F.* Cambrian palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography // *J. Geol. Soc. London.* 2001. V. 158. P. 321–329.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M.* Norway in space and time: A Centennial cavalcade // *Norwegian Journal of Geology.* 2005. V. 85. P. 73–86.
- Van der Voo, R.* Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans // Cambridge University Press, Cambridge. 1993. P. 411.
- Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Eide E.A., Sundvoll B., Bingen B.* Geochronology and palaeomagnetism of the Hunnedalen dykes, SW Norway: implications for the Sveconorwegian apparent polar wander loop // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 169. P. 71–83.
- Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Halvorsen E.* The Egersund dykes (SW Norway): a robust Early Ediacaran (Vendian) palaeomagnetic pole from Baltica // *Geophysical Journal International.* 2007. V. 168. P. 935–948.
- Willner A.P., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A.* Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica // *Precambrian Res.* 2003. V. 124. P. 1–20.
- Willner A.P., Wartho J.A., Kramm U., Puchkov V.N.* Laser Ar-40/Ar-39 ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia) // *Geological Magazine.* 2004. V. 141 P. 161–172.
- Zijderveld J.D.A.* AC demagnetization of rocks: analysis of results / Collinson, D.W. et al. *Methods in Paleomagnetism*, Elsevier, Amsterdam. 1967. P. 254–286.