

УДК 550.384

## ЗАНИЖЕНИЕ НАКЛОНЕНИЯ В ПОГРАНИЧНЫХ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОСАДОЧНЫХ РАЗРЕЗАХ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ В СВЕТЕ НОВЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

© 2017 г. А. М. Фетисова<sup>1,2, \*</sup>, Р. В. Веселовский<sup>1,2</sup>, Ю. П. Балабанов<sup>3</sup>, Н. В. Сальная<sup>2</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический ф-т, г. Москва

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

<sup>3</sup>Казанский федеральный университет, г. Казань

\*E-mail: anna-fetis@ya.ru

Поступила в редакцию 03.06.2016 г.

Одной из главных проблем, с которой традиционно сталкиваются исследователи палеомагнетизма терригенных осадочных толщ, является необходимость учета эффекта занижения палеомагнитного наклоения, которое происходит при уплотнении осадка на ранних этапах диагенеза и наиболее отчетливо проявляется при осадконакоплении в средних широтах. Традиционно оценка коэффициента занижения наклоения ( $f$ ) требует проведения рутинных лабораторных экспериментов, связанных с переосаждением пород и исследованием их магнитной анизотропии [Kodama, 2012], что возможно не в любой стандартной палеомагнитной лаборатории. Предложенный недавно в работе [Tauxe and Kent, 2004] статистический метод оценки коэффициента занижения наклоения Elongation-Inclination ( $E-I$ ) освобождает исследователя от необходимости работы с веществом в специально оборудованной лаборатории, однако ужесточает требования к палеомагнитным данным и, в первую очередь, к их количеству, что существенно ограничивает возможность оценки и корректировки эффекта занижения наклоения *post factum*.

В данной работе мы приводим результаты палеомагнитного переизучения опорных разрезов верхней перми и нижнего триаса среднего Поволжья – “Пучеж” и “Жуков овраг”. Полученные палеомагнитные данные позволили выполнить оценку величины коэффициента занижения наклоения  $f$  методом  $E-I$ , которая для обоих разрезов составила  $f = 0.9$ . Этот же метод был использован нами для данных, полученных ранее по пермо-триасовым породам разреза “Монастырский овраг” [Gialanella et al., 1997], коэффициент занижения наклоения в которых составил  $f = 0.6$ .

*Ключевые слова:* палеомагнетизм, занижение наклоения, пермь, триас, Elongation-Inclination метод, вековые вариации

DOI: 10.7868/S0002333717040020

### ВВЕДЕНИЕ

Эффект занижения палеомагнитного наклоения (inclination shallowing) в осадочных породах известен давно, однако вспоминают о нем чаще всего тогда, когда “что-то не сходится”. Ярким примером может служить ситуация с глобальной несогласованностью палеомагнитных определений и геологических данных по границе перми и триаса для Лавруссии и Гондваны, которая, в свое время, привела к возникновению двух альтернативных палеотектонических реконструкций Пангеи [Domeier et al., 2012]. Упоминания об эффекте занижения наклоения мы также часто встречаем в работах, посвященных тестированию гипотезы центрального осевого диполя для границы палеозоя и мезозоя, авторы которых привлекают это явление в качестве одной из возможных причин систематического различия одновозрастных па-

леомагнитных полюсов Сибирской и Восточно-Европейской платформ [Veselovskiy, Pavlov, 2006; Bazhenov, Shatsillo, 2010].

Недавно было убедительно показано [Domeier et al., 2012], что учет эффекта занижения наклоения в палеомагнитных данных, полученных по осадочным породам, позволяет эффективно решить проблему реконструкции Пангеи, а наличие даже незначительного (5–10%,  $f = 0.9$ ) занижения наклоения в пермо-триасовых осадочных породах Европы делает различие между средними  $P-T$  палеомагнитными полюсами Сибири и Восточно-Европейской платформы статистически незначимым [Veselovskiy, Pavlov, 2006; Bazhenov, Shatsillo, 2010]. Таким образом, учет и последующая коррекция палеомагнитных данных за эффект занижения наклоения имеет большое значение для построения палеотектонических ре-

конструкций и изучения конфигурации магнитного поля Земли в прошлом.

Однако до недавнего времени процедура оценки коэффициента занижения наклона для конкретного разреза осадочных пород требовала проведения литолого-петромагнитных исследований, с использованием специфического лабораторного оборудования для выполнения экспериментов по переосаждению дезинтегрированных горных пород. Это обстоятельство, несомненно, существенно ограничивало возможности рядовых исследователей для коррекции полученных ими данных за занижение наклона. Разработка статистического метода  $E-I$  [Tauxe, Kent, 2004] сделала вычисление коэффициента занижения наклона  $f$  гораздо более доступным, однако, в силу определенных требований к объекту исследований (см. раздел Методика) и объему исходной выборки палеомагнитных данных, этот метод пока еще не нашел широкого применения в палеомагнитном сообществе. В то же время очевидно, что коэффициент  $f$ , величина которого зависит от достаточно широкого набора факторов — условий осадконакопления, палеоширотного положения изучаемого разреза, литологии, — должен определяться для каждого конкретного разреза индивидуально, поскольку массовая коррекция имеющихся палеомагнитных определений с использованием некоторого среднего значения этого коэффициента, не может считаться в полной мере методически верной.

Главной целью нашего исследования являлась оценка коэффициента занижения наклона  $f$  в опорных разрезах границы перми—триаса Русской плиты — “Пучеж” и “Жуков овраг”. Для этого была решена важная задача, связанная с получением новых надежных палеомагнитных данных, удовлетворяющих требованиям метода  $E-I$ .

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых работ 2013–2015 гг. нами были детально изучены два разреза пограничных верхнепермских ( $P_3$ ) и нижнетриасовых ( $T_1$ ) континентальных отложений центральной части Русской плиты, расположенные в среднем Поволжье. Все разрезы сложены красноцветными осадочными породами (red beds) и имеют надежную привязку к местной стратиграфической шкале.

**Разрез “Пучеж”** ( $P_3-T_1$ ) расположен на северо-западной окраине г. Пучеж (координаты приведены в таблице), Ивановская область; видимая мощность 20 м, протяженность обнажения 100 м. В основании разрез сложен красно-коричневыми глинами, алевролитами, песчаниками, светло-серыми, розовыми, красно-коричневыми мергелями вятского яруса (верхний ярус татарского отдела верхней перми). На отложениях верхневятского

возраста залегают породы вохминского горизонта индского яруса нижнего триаса, представленные в основании пачкой серо-зеленых песков мощностью 2 м, которая затем вверх по разрезу сменяется слоистой толщей серо-коричневых глин, алевроитов, песчаников с тонкими прослоями розово-коричневых мергелей. Детальное описание разреза приведено в работе [Граница перми..., 1998]. Здесь и далее стратиграфическое деление приводится в соответствии с Приложением № 1 [Стратиграфический..., 2006]. Залегание пород моноклиналиное, средние элементы залегания: азимут падения  $100^\circ$ , угол падения  $17^\circ$ . Граница перми и триаса в данном разрезе литологически не выражена и устанавливается по резкому изменению значений скалярных магнитных величин (например, магнитной восприимчивости) в триасовых отложениях по сравнению с пермскими — явление, наблюдаемое во многих  $P-T$  разрезах Русской плиты [Молостовский, 1983]. Из нижних 10 м разреза, включающих границу перми—триаса, было отобрано 169 образцов с шагом по мощности от 5 до 20 см. Также, для оценки занижения наклона методом посайтовой коррекции [Kodama, 2012], из пяти наиболее четко трассируемых слоев красноцветов отобрано по 20 образцов. Общий объем коллекции составил 269 образцов.

**Разрез “Жуков овраг”** ( $P_3-T_1$ ), Владимирская область, долина р. Клязьма (таблица), сложен субгоризонтально залегающими глинами, песчаниками, алевролитами, розовыми мергелями и известняками вятского возраста мощностью 40 м, которые перекрываются схожими породами вохминского возраста (нижний подъярус индского яруса нижнего триаса) мощностью 15 м [Миних и др., 2011]. Результаты последних палеонтологических исследований [Молостовская, 2010; Миних и др., 2011; Scholze et al., 2015] свидетельствуют об отсутствии значительного перерыва между пермскими и триасовыми породами в разрезе. Разрез опробовался Ю.П. Балабановым с коллегами в шурфах, заложенных в нескольких точках по всему оврагу. Вся коллекция составила 150 ориентированных образцов, опробованная мощность разреза 45 м.

Кроме описанных выше разрезов, для оценки величины коэффициента занижения наклона нами были использованы результаты детальных палеомагнитных исследований опорного разреза татарского отдела верхней перми “**Монастырский овраг**” [Gialanella et al., 1997], расположенного на правом берегу р. Волга (таблица) в 350 км к ЮВ от первых двух описанных разрезов. Разрез представлен переслаиванием красноцветных алевроитов и глин, в которых наблюдается тонкая сезонная слоистость (ленточные глины); встречаются также редкие прослои светлых известняков и доломитов. Всего авторами указанной работы было отобрано 300 ориентированных образцов из ин-

Средние палеомагнитные направления и скорректированные за занижение наклона значения палеомагнитного наклона

Разрез	Точка опробования		Комп-та	N/n	Географическая с.к.				Стратиграфическая с.к.				f/I <sub>f-corr</sub> °
	slat (°N)	slong (°E)			Dg°	Ig°	Kg	α95g°	Ds°	Is°	Ks	α95s°	
Пучеж	56.99420	43.15810	htc NR	269/157	36.7	43.8	19.7	2.6	<b>55.7</b>	<b>42.8</b>	<b>19.7</b>	<b>2.6</b>	<b>0.9/44.9</b>
			ltc	269/15	356.7	68.0	25.0	7.8	56.0	76.3	25.0	7.8	
Жуков овраг	56.188	42.649	htc NR	147/106	<b>32.8</b>	<b>43.4</b>	<b>17.9</b>	<b>3.3</b>	–	–	–	–	<b>0.9/44.1</b>
			ltc	147/75	14.1	73.0	17.1	4.1	–	–	–	–	
Монастырский овраг [Gialanella et al., 1997]	54.80	48.82	htc NR	300/193	<b>22.3</b>	<b>34.9</b>	<b>11.6</b>	<b>3.1</b>	–	–	–	–	<b>0.6/49.4</b>

Примечания: slat, slong – широта, долгота места отбора образцов; htc (ltc) NR – высокотемпературная (низкотемпературная) компонента прямой и обратной полярности; N/n – кол-во образцов, прошедших магнитную чистку/используемых в работе; Dg, Ig, Kg, α95g (Ds, Is, Ks, α95s) – склонение, наклонение, кучность и радиус круга 95%-доверия среднего палеомагнитного направления в географической (стратиграфической) системе координат; I<sub>f-corr</sub> – палеомагнитное наклонение, скорректированное с учетом полученных величин коэффициента занижения наклона f для каждого разреза.

тервала разреза мощностью 150 м. Следует отметить, что в виду отсутствия исходных данных по направлению древней компоненты намагниченности в образцах в работе [Gialanella et al., 1997], выборка направлений для разреза “Монастырский овраг” получена в результате оцифровки приведенной в статье стереограммы с точностью ±1°.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые и лабораторные исследования, обработка и интерпретация результатов выполнялись по стандартной методике, общепринятой при проведении палеомагнитных исследований с учетом методических и аппаратных достижений последнего времени [Butler, 1998; Tauxe et al., 2016; Kodama, 2012; Li, Kodama, 2016]. Отбор ориентированных штуфов производился вручную, при помощи геологического молотка и ножа, ориентировка образцов осуществлялась горным компасом с учетом местного склонения согласно модели IGRF (12 поколение). Штуфы распиливались на камнерезном станке с алмазным отрезным кругом на кубики с ребром 2 см. Магнитные чистки палеомагнитных коллекций проводились на современном оборудовании в отечественных лабораториях: в Лаборатории главного геомагнитного поля и геомагнетизма ИФЗ РАН на криогенном (SQUID) магнитометре (2G Enterprises, США), установленном в немагнитной комнате, и в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на спинмагнитометре JR-6 (AGICO, Чехия). Размагничивание образцов производилось в немагнитных печах MMTD-80 (Magnetic Measurements, Англия) и TD48 (ASC Scientific, США); часть образцов была размагничена переменным магнитным полем при

помощи демагнетайзера LDA-3 (AGICO, Чехия). Температурная зависимость магнитной восприимчивости определялась на каппа-бридже KLY-4S с высокотемпературной приставкой CS3 (AGICO, Чехия). Термокривые сняты при помощи весов Кюри собственной конструкции (КФУ, Казань).

Для оценки коэффициента занижения наклона *f* мы использовали статистический метод *E-I* (“elongation-inclination”) [Tauxe, Kent, 2004], основой которого является модель вековых вариаций геомагнитного поля TK03.GAD [Tauxe, Kent, 2004]. Одной из ключевых особенностей этой модели является предположение о круговом (нормальном) распределении виртуальных геомагнитных полюсов (VGPs), обусловленное вековыми вариациями. В общем случае, из-за нелинейного преобразования координат VGP в склонение и наклонение палеомагнитного направления (выражение (1.5) в работе [Храмов и др., 1982], с. 18), изначально круговое распределение виртуальных геомагнитных полюсов трансформируется в удлиненное вдоль меридиана распределение соответствующих палеомагнитных направлений. Степень удлинения распределения палеомагнитных направлений (*E*, elongation) максимальна в случае нахождения объекта исследований на экваторе и уменьшается по мере увеличения модуля палеомагнитного наклона (*I*, inclination), т.е. при перемещении от экватора к полюсу. Этот процесс изображается в виде кривой на графике в координатах *E-I*. Если объект исследований расположен на любом из полюсов, то и палеомагнитные направления, и соответствующие им виртуальные геомагнитные полюса будут иметь круговое распределение. Степень удлинения *E* определяется как отношение максимальной и промежуточной

осей трехосного эллипсоида, представляющего распределение палеомагнитных направлений.

В случае, если породы подвергаются эффекту занижения наклонения, то, по мере уменьшения коэффициента  $f$  от “1” (нет занижения) до “0” (полное занижение), вытянутое вдоль меридиана распределение палеомагнитных направлений сначала будет стремиться к круговому, после чего снова начнет вытягиваться, но уже в направлении “восток-запад”, т.е. перпендикулярно меридиану. Согласно методу  $E-I$ , занижение наклонения подчиняется “правилу Кинга” [King, 1955]:

$$\operatorname{tg}(I_0) = f \operatorname{tg}(I_{\text{корр}}), \quad (1)$$

где  $I_{\text{корр}}$  – палеомагнитное наклонение, учитывающее эффект занижения наклонения;  $I_0$  – исходное (измеренное в породе) палеомагнитное наклонение;  $f$  – коэффициент занижения наклонения.

Метод  $E-I$  предполагает следующий алгоритм оценки коэффициента  $f$  для исходной выборки палеомагнитных направлений [Kodama, 2012]. На график, в координатах  $E-I$  наносится кривая, отвечающая изменению удлинения  $E$  в зависимости от наклонения  $I$  согласно модели ТК03. GAD (черный отрезок кривой на рис. 2а). Затем на график наносится точка, соответствующая исходным значениям  $E$  и  $I$  для рассматриваемой выборки векторов ( $f = 1$ ). В дальнейшем каждое направление в выборке пересчитывается по формуле (1) для значений коэффициента  $f$  от 1 до 0 с заданным шагом, а на график наносятся точки, отвечающие значениям  $E$  и  $I$  для каждой обновленной выборки. Образовавшаяся кривая (любая из серых кривых на рис. 2а) пересекает модельную прямую при некоторых значениях  $I$  и  $f$ , которые и являются искомыми оценками скорректированного палеомагнитного наклонения и коэффициента занижения наклонения, соответственно. Оценка достоверности полученного результата возможна, например, с использованием процедуры бутстрэпа (bootstrap), как это реализовано в пакете программ Л. Токс [Tauxe et al., 2016].

Практическое использование метода  $E-I$  связано с рядом ограничений. Во-первых, метод устойчиво работает только с достаточно большой выборкой единичных векторов. Первоначально, минимально необходимый объем выборки оценивался в  $10^3$ – $10^4$  векторов [Tauxe, Kent, 2004], однако дальнейшая практика применения метода  $E-I$  показала [Kodama, 2012], что уменьшение объема выборки до 100 векторов (но не менее) статистически значимо не сказывается на результате. Во-вторых, каждый вектор в выборке должен представлять запись вековых вариаций, т.е. не должен осреднять их. Учитывая, что осреднение вековых вариаций достигается за интервал времени 10–100 тыс. лет [Tauxe et al., 2016], а стандартный кубический образец для палеомагнит-

ных исследований имеет ребро 2 см, метод  $E-I$  может быть уверенно применен только к тем разрезам осадочных пород, скорости накопления которых составляют 0.2 см/тыс. лет и более. При этом важно помнить, что для выполнения требования модели ТК03. GAD о равномерном круговом распределении виртуальных геомагнитных полюсов, отобранные палеомагнитные образцы должны охватывать интервал разреза, вековые вариации в котором осреднены, т.е. накапливавшийся на протяжении не менее 10–100 тыс. лет (третье ограничение). С практической точки зрения это означает, что для уверенного осреднения вековых вариаций опробуемый интервал разреза должен превышать 2 м, хотя возможно, что вековые вариации будут осреднены и в 20 см интервала разреза.

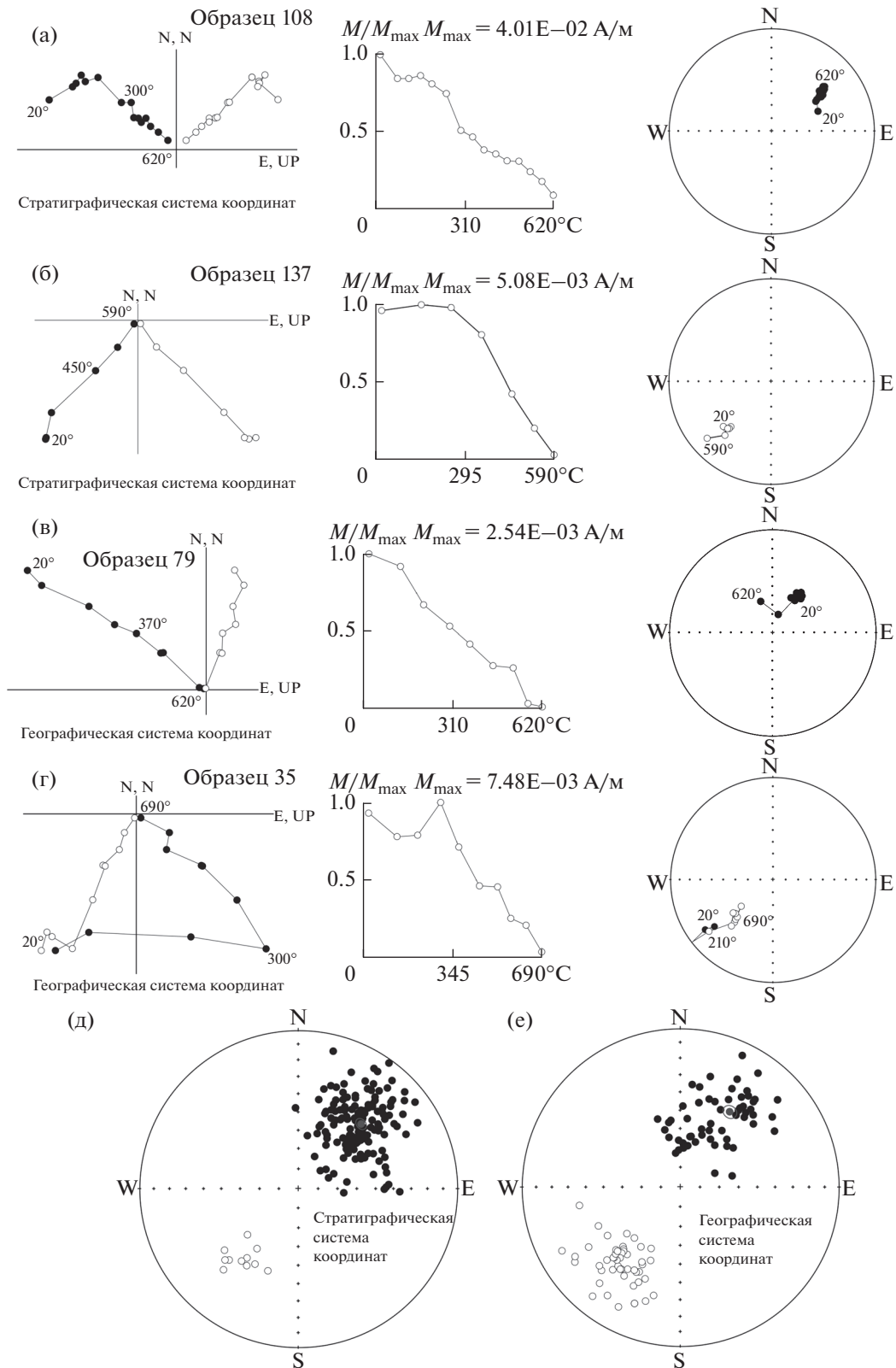
Отметим, что выполненное в работе [Bilardello et al., 2011] сравнение величин коэффициента  $f$ , оценка которого выполнялась 1) по “стандартной” процедуре с использованием переосаждения и измерения анизотропии намагниченности и 2) с использованием метода  $E-I$  на одних и тех же объектах, показало сходимость результатов в пределах ошибки, при условии, что количество векторов в выборке больше 100. Этот пример иллюстрирует надежность метода  $E-I$ , несмотря на то, что он является статистическим и, очевидно, не учитывает индивидуальные особенности исследуемых горных пород.

Оценка коэффициента занижения наклонения  $f$  методом  $E-I$  производилась с использованием пакета программ PmagPy v.3.2.1 [Tauxe et al., 2016].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все образцы были подвергнуты детальной температурной магнитной чистке, число шагов которой составляло от 8 до 16. В разрезе “Пучеж” палеомагнитный сигнал в 65% образцов хорошего качества; оставшиеся 35% исследованных образцов несут шумный и неинтерпретируемый палеомагнитный сигнал. В большинстве случаев образцы содержат одну или две компоненты намагниченности (рис. 1а). Наименее стабильная низкотемпературная компонента разрушается при нагревах до температур 180–300°C; ее направление (таблица) близко к направлению современного геомагнитного поля в данном районе ( $D_{\text{PDF}} = 12.7^\circ$ ,  $I_{\text{PDF}} = 72.5^\circ$ ). Стабильная, высокотемпературная компонента прямой и обратной полярности разрушается при нагревах до 580–680°C (рис. 1д). Тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] положительный, на уровне “С”:  $\gamma/\gamma_c = 3.4^\circ/10.1^\circ$ .

Хорошее качество палеомагнитной записи в породах разреза “Жуков овраг” позволяет уверенно



**Рис. 1.** Результаты температурной магнитной чистки образцов разрезов “Пучеж” (а)–(б) и “Жуков овраг” (в)–(г): диаграммы Зийдвервельда, кривые размагничивания ЕОН, стереограммы. Залитые (пустые) кружки на стереограммах – проекция вектора на нижнюю (верхнюю) полусферу; залитые (пустые) кружки на диаграммах Зийдвервельда – проекции вектора на горизонтальную (вертикальную) плоскости; (д)–(е) – направления компонент намагниченности, выделенных в образцах из изученных разрезов (д) – “Пучеж”, (е) – “Жуков овраг”, и их средние значения с кругами 95%-го доверия.

но выделять до двух компонент намагниченности в большинстве образцов (рис. 1б): низкотемпературную (20–250°C) близкую к направлению современного поля ( $D_{PDF} = 12.1^\circ$ ,  $I_{PDF} = 72.0^\circ$ ), и высокотемпературную (300–570–680°C) как прямой, так и обратной полярности (рис. 1е). Тест обращения отрицательный ( $\gamma/\gamma_c = 13.6^\circ/6.3^\circ$ ), что, вероятно, связано с неполным разделением вязкой и характеристической компоненты намагниченности в части образцов. Результаты компонентного анализа приведены в таблице.

Аргументами в пользу древнего, пермо-триасового возраста характеристической компоненты намагниченности, являются: (а) ее биполярное распределение, (б) положительный (разрез “Пучеж”) тест обращения, (в) близость соответствующего среднему направлению палеомагнитного полюса к  $P$ - $T$  полюсам Восточно-Европейской платформы и отличие от более молодых полюсов.

### ОЦЕНКА ЗАНИЖЕНИЯ НАКЛОНЕНИЯ

Палеомагнитные данные, полученные нами по двум разрезам среднего Поволжья — “Пучеж” и “Жуков овраг”, удовлетворяют формальным требованиям для применения метода  $E$ - $I$ : 1) количество единичных направлений древней компоненты намагниченности в них более 100 (157 и 106, соответственно), 2) средняя скорость накопления этих разрезов, формировавшихся во внутриконтинентальных обстановках мелководных озер и периодически затапливаемых пойм рек [Tverdokhlebov et al., 2005], может быть оценена в  $\sim 0.5$  см/тыс. лет [Кукал, 1987]. Кроме того, полученные нами оценки амплитуды вековых вариаций по наборам VGP, отвечающих направлению древней компоненты намагниченности в каждом образце, дают основания полагать, что вековые вариации в опробованных интервалах разрезов осреднены. Так, для разреза “Пучеж”, амплитуда вековых вариаций ( $S_b$ ) составляет  $16.8 \pm 1.4^\circ$  (ожидаемая величина  $S_b$  для палеошироты  $25^\circ$ , согласно модели ТК03, составляет  $\sim 13^\circ$ ), а для разреза “Жуков овраг”  $S_b = 16.9 \pm 1.7^\circ$ . Перечисленным требованиям удовлетворяют и данные, представленные авторами работы [Gialanella et al., 1997] для разреза “Монастырский овраг”: направление древней компоненты намагниченности получено по 193 образцам, при этом наличие ленточных глин и обстановка осадконакопления, отвечающая мелководным озерам, позволяют полагать, что осреднение вековых вариаций в каждом из образцов не достигается. Оценка величины амплитуды вековых вариаций, записанных в опробованном интервале разреза, составляет  $S_b = 17.5 \pm 1.3^\circ$ , что указывает на осреднение вековых вариаций.

Важно отметить, что оценка амплитуды вековых вариаций  $S_b$ , выполненная по образцам внутри маломощных интервалов разрезов “Пучеж” и “Жуков овраг”, свидетельствует об осреднении вариаций даже в интервале мощностью около трех метров. И, напротив, величина амплитуды вековых вариаций в образцах, отобранных по простиранию одного и того же слоя в разрезе “Пучеж”, существенно ниже ожидаемой согласно модели ТК03 ( $S_b = 7.5 \pm 1.7^\circ$ ), т.е. осреднение вариаций не достигается. Приведенные результаты подтверждают предложенную нами ранее оценку средней скорости осадконакопления в рассматриваемых разрезах и являются дополнительным доводом в пользу пригодности используемых палеомагнитных данных для применения к ним метода оценки занижения наклона  $E$ - $I$ .

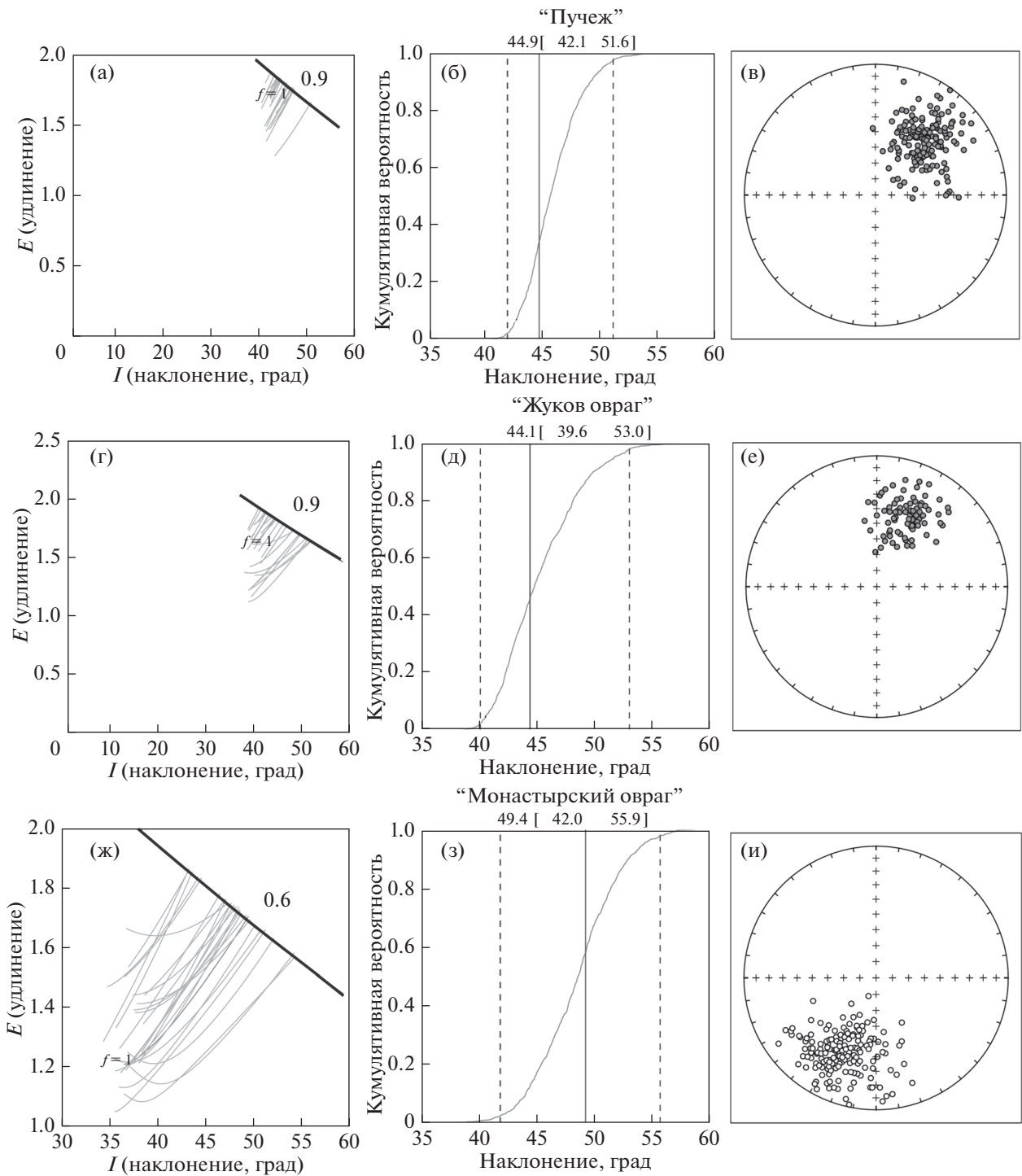
Полученные нами оценки коэффициента  $f$  для разрезов “Пучеж” (рис. 2а) и “Жуков овраг” (рис. 2г) равны “0.9”, что свидетельствует о незначительном вкладе эффекта занижения магнитного наклона в палеомагнитную запись изученных осадочных пород, который находится в пределах величины погрешности определения среднего палеомагнитного направления в них ( $\pm 3^\circ$ ). Значение коэффициента  $f$  для разреза “Монастырский овраг”, равное “0.6” (рис. 2ж), указывает на гораздо более существенное проявление эффекта занижения наклона в этих отложениях.

Скорректированные наклоны средних палеомагнитных направлений характеристической компоненты для рассматриваемых разрезов приведены в таблице и на рис. 2б, 2д, 2з.

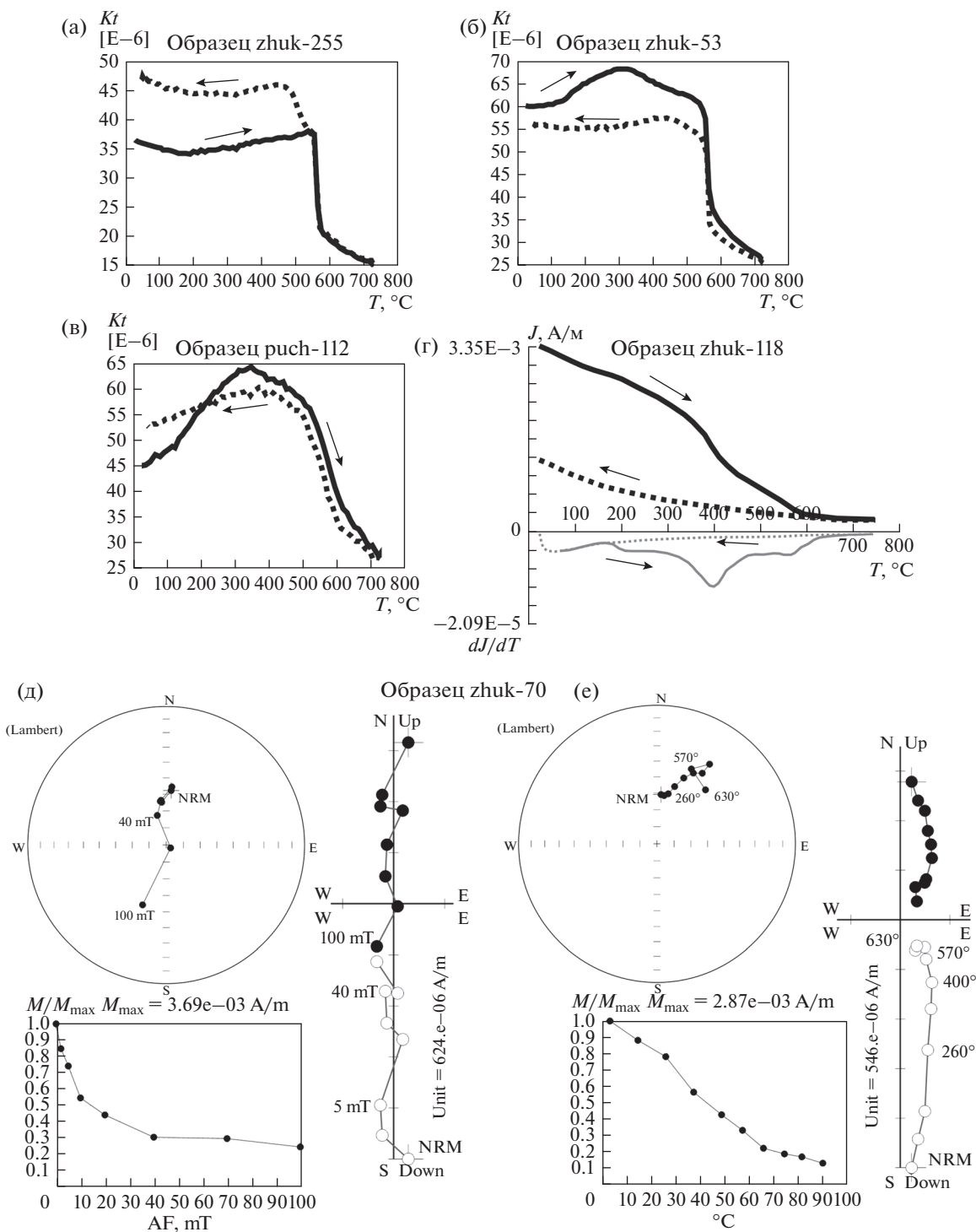
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема палеомагнетизма осадочных пород, в частности континентальных красноцветов, до сих пор активно обсуждается в палеомагнитном сообществе. Результаты многочисленных исследований этой проблемы позволяют полагать [Kodama, 2012], что естественная остаточная намагниченность красноцветных осадочных пород может быть связана с тремя магнитными фракциями: 1) обломочным магнетитом, 2) обломочным гематитом и 3) тонкодисперсным, спекуляритовым гематитом, образование которого происходит на поздней стадии диагенеза и может быть существенно (до десятков тысяч лет) отдалено от настоящего времени седиментации. Соответственно, первые две магнитные фракции, определяющие ориентационную намагниченность породы, могут быть подвержены эффекту занижения наклона, в то время как пигментный гематит, природа намагниченности которого химическая, нет.

Чтобы выяснить, какие магнитные минералы представлены в красноцветах разрезов “Пучеж” и “Жуков овраг”, мы провели серию эксперимен-

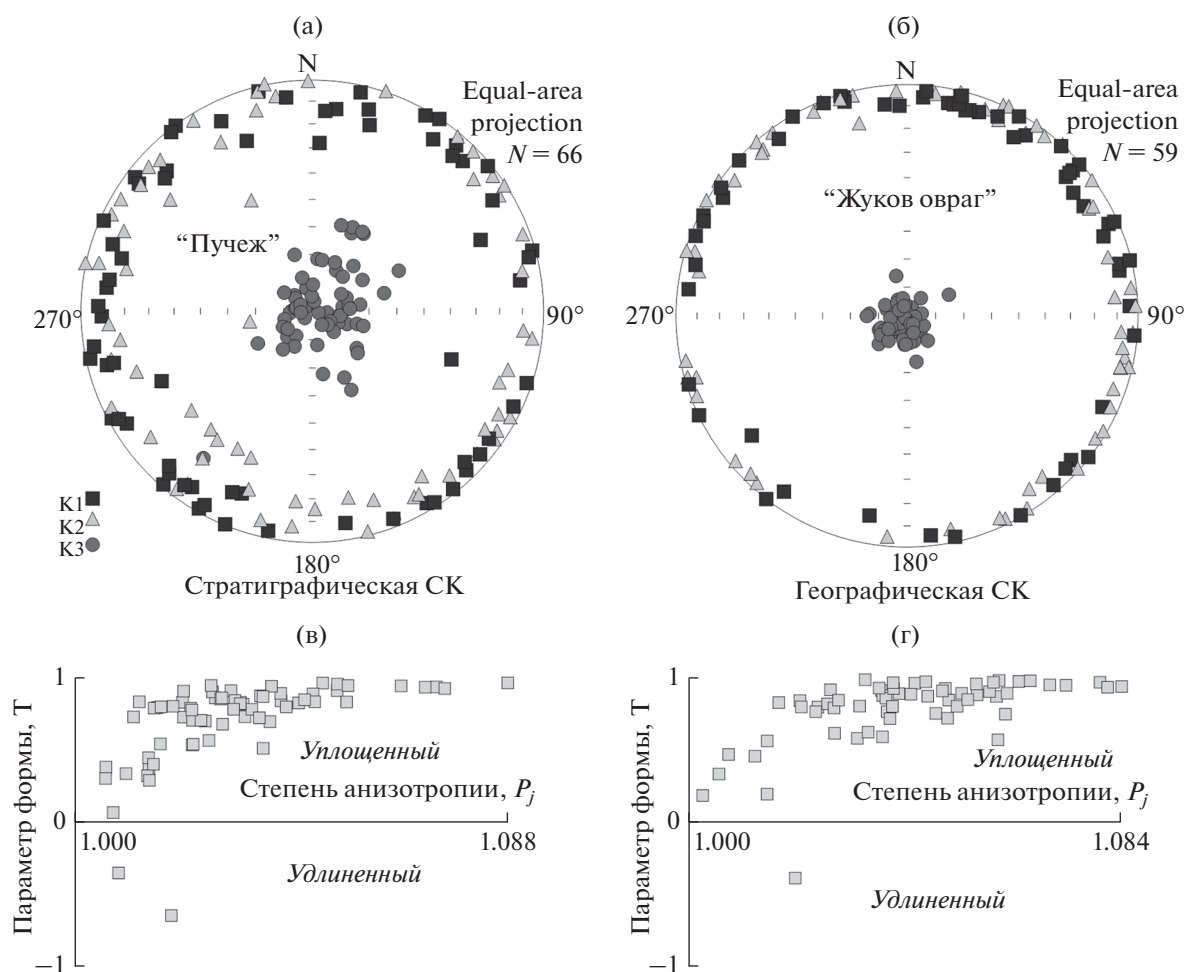


**Рис. 2.** Оценка коэффициента занижения наклоения  $f$  в  $P$ - $T$  осадочных разрезах среднего Поволжья методом  $E$ - $I$ : (а), (г), (ж) – диаграммы  $E$ - $I$ : черный отрезок кривой – отношение  $E/I$ , ожидаемое согласно модели ТК03.GAD, серые отрезки кривых – отношения  $E/I$ , полученные в результате bootstrap-моделирования распределения векторов при разных величинах коэффициента занижения наклоения  $f$  (показаны отрезки кривых, отвечающих 20 bootstrap-выборкам); (б), (д), (з) – кумулятивная кривая (серая) точек пересечения 1000 bootstrap-выборок с модельной кривой  $E/I$ ; численно и графически приведены среднее вычисленное истинное наклоения (вертикальная сплошная прямая) и его 95% интервал доверия (две вертикальные пунктирные прямые); (в), (е), (и) – исходные выборки направлений характеристической компоненты намагниченности в образцах.



**Рис. 3.** Результаты петромагнитных исследований образцов из разрезов “Пучеж” и “Жуков овраг”: (а), (б), (в) – типичные кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости для образцов из разрезов “Пучеж” (puch-112) и “Жуков овраг” (zhuk-255 и zhuk-53); сплошная (пунктирная) кривая – нагрев (охлаждение); (г) – результаты термодифференциального анализа образца из разреза “Жуков овраг” (zhuk-118): черная сплошная кривая – нагрев, черная пунктирная кривая – остывание, серая сплошная кривая – первая производная кривой нагрева, серая пунктирная кривая – первая производная кривой охлаждения; (д), (е) – сравнение результатов чистки переменным магнитным полем (д) и температурной чистки (е) дублей образца zhuk-70 из разреза “Жуков овраг”.





**Рис. 4.** Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости: стереограммы распределения полуосей овала анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) для образцов из разрезов “Пучеж” (а) и “Жуков овраг” (б) и диаграммы Желинека (в), (г) [Jelinek, 1981], иллюстрирующие зависимость параметра формы эллипсоида AMS ( $T$ ) – уплощенная/удлиненная – от степени анизотропии ( $P_j$ ). На стереограммах K1, K2, K3 – проекции, соответственно, длинной, промежуточной и короткой осей эллипсоида AMS на нижнюю полусферу.

тов по определению температурной зависимости магнитной восприимчивости ( $k(I)$ ) в образцах пород из этих разрезов. Результаты показали, что кривые  $k(I)$  для обоих разрезов могут быть объединены в три группы (рис. 3а–3в). Несмотря на разный ход кривых нагрева-охлаждения, что, по всей видимости, является следствием процессов окисления магнетита и маггемита при нагреве в воздухе, можно заключить, что основными магнитными минералами в рассматриваемых породах является магнетит, о чем свидетельствует резкий спад величины магнитной восприимчивости в области температур 560–580°C, а также гематит, что устанавливается по постепенному уменьшению магнитной восприимчивости от 580 до 700°C. Результаты термодифференциального анализа (рис. 3г) подтверждают сделанный вывод, равно как и минеральный анализ пород разреза “Жуков овраг”, приведенный в работе [Миних и др., 2011].

Дальнейший эксперимент имел целью разделить намагниченность, связанную с магнетитом и гематитом. Размагничивание 20 дублей образцов из разреза “Жуков овраг” в переменном магнитном поле с амплитудой до 100 мТл показало, что 13 образцов размагничиваются на 10–70% от величины естественной остаточной намагниченности, а направление выделенной компоненты намагниченности близко к направлению современного геомагнитного поля в районе работ (рис. 3д). При этом, температурная чистка дублей образцов, размагниченных переменным полем, позволяет выделить характеристическую компоненту намагниченности в интервале температур от 400 до 690°C (рис. 3е). Данное наблюдение позволяет предположить, что минералом-носителем характеристической компоненты намагниченности является гематит, а практически весь присутствующий в породе магнетит вязко перемагничен со-

временным полем. Для остальных 7 образцов магнитная чистка переменным полем не дает интерпретируемых результатов или вовсе не эффективна.

Измерение анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) образцов из разрезов “Пучеж” и “Жуков овраг” показало, что эллипсоиды AMS во всех образцах имеют уплощенную форму (рис. 4в, 4г) и в древней системе координат ориентированы согласно напластованию (рис. 4а, 4б); степень анизотропии не превышает 8%. Форма эллипсоида AMS и степень анизотропии в конкретных образцах не обнаруживает видимой корреляции с компонентным составом их естественной остаточной намагниченности и, вероятно, не отражает магнитную текстуру породы, а представлена вкладом парамагнитных минералов, “заглушающих” вклад ферромагнитных зерен. Возможно также, что наблюдаемая по распределению осей эллипсоидов AMS магнитная текстура породы отражает ориентировку зерен мелкодисперсного гематита, а остаточная намагниченность связана с более крупными зернами гематита.

Таким образом, имеются основания предполагать, что величина коэффициента занижения наклона  $f = 0.9$ , полученная нами для пород разрезов “Пучеж” и “Жуков овраг”, может быть отнесена к магнитной фракции, представленной обломочным гематитом. Однако мы допускаем, что эта величина несколько “сглажена” за счет вклада намагниченности мелкодисперсного гематита, не подверженного занижению наклона; в случае его отсутствия величина коэффициента  $f$  могла бы быть меньше.

Согласно результатам схожих петромагнитных экспериментов, приведенным авторами работы [Gialanella et al., 1997] по породам из разреза “Монастырский овраг”, их намагниченность контролируется гематитом и маггемитом, причем характеристическая компонента намагниченности также, как и в случае с разрезами “Пучеж” и “Жуков овраг”, связывается авторами с гематитом. Наиболее вероятно, что эффект занижения наклона в разрезе “Монастырский овраг” проявлен сильнее благодаря литологическим особенностям: в отличие от пород разрезов “Пучеж” и “Жуков овраг”, породы разреза “Монастырский овраг” представлены более тонкозернистыми фракциями, в которых, как следует из накопленного опыта подобно рода исследований [Kodama, 2012], эффект занижения наклона проявляется сильнее.

## ВЫВОДЫ

1. С использованием расширенных выборок палеомагнитных определений по пограничным  $P$ - $T$ -разрезам среднего Поволжья — “Пучеж” и “Жуков овраг”, содержащих более 100 единичных

палеомагнитных направлений каждая, методом  $E$ - $I$  получены оценки коэффициента занижения наклона, величина которого составила  $f = 0.9$  для каждого разреза.

2. С использованием палеомагнитных данных из работы [Gialanella et al., 1997], величина коэффициента занижения наклона в  $P$ - $T$ -разрезе “Монастырский овраг” оценена как  $f = 0.6$ .

3. На примере образцов из разреза “Жуков овраг” петромагнитными исследованиями показано, что носителем характеристической компоненты намагниченности является обломочный гематит, зерна которого и контролировали процесс занижения наклона в ходе уплотнения горной породы.

Исследования выполнены при частичной поддержке гранта Правительства РФ (№ 220, проект № 14.Z50.31.0017) и частичной поддержке грантов РФФИ № 15-05-06843, 15-35-20599 и 17-05-01121. Авторы благодарны анонимному рецензенту за сделанные замечания и доброжелательный отзыв.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. Материалы к Междунар. симп. “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: ГЕОС. 1998. 326 с.

Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир. 1987. 246 с.

Миних А.В., Голубев В.К., Кухтин Д.А., Балабанов Ю.П., Миних М.Г., Сенников А.Г., Муравьев Ф.А., Воронкова Е.А. К характеристике опорного разреза пограничных отложений перми и триаса в овраге Жуков (Владимирская обл., бассейн р. Клязьма). Пермская система: стратиграфия палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы: сб. материалов Междунар. науч. конф., посвященной 170-летию со дня открытия пермской системы (5–9 сент. 2011 г., Пермь). Пермь: Перм. гос. ун-т. 2011. 312 с.

Молостовский Э.А. Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса востока Европейской части СССР. Изд-во Саратов. ун-та. 1983. 158 с.

Молостовская И.И. О границе перми и триаса в Жуковом овраге // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2010. № 3. С. 10–14.

Стратиграфический кодекс России. Изд. третье. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 96 с.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.

Bazhenov M.L., Shatsillo A.V. Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model // Geophysical Journal International. 2010. V. 180. P. 136–146.

Bilardello D., Jezek J., Kodama K.P. Propagating and incorporating the error in anisotropy-based inclination corrections // Geophysical Journal International. 2011. V. 187. P. 75–84.

- Butler R.F.* Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes, Electronic Edition, Dept. of Geosciences, Univ. of Arizona, Tucson, Arizona. 1998. 238 p.
- Domeier M., Rob Van der Voo, Trond H. Torsvik.* Paleomagnetism and Pangea: The road to reconciliation // *Tectonophysics*. 2012. V. 514–517. P. 14–43.
- Gialanella P.R., Heller F., Haag M., Nurgaliev D., Borisov A., Burov B., Jasonov P., D. Khasanov D., Ibragimov S., Zharkov I.* Late Permian magnetostratigraphy on the eastern Russian platform // *Geologie en Mijnbouw*. 1997. V. 76. P. 145–154.
- Jelínek V.* Characterization of the magnetic fabrics of rocks // *Tectonophysics*. 1997. V. 79. P. T63–T67.
- King R.F.* The remanent magnetism of artificially deposited sediment // *Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl.* № 7. 1955. P. 115–134.
- Kodama K.* Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation // September 2012. Wiley-Blackwell. 164 p.
- Li Y.-X., Kodama K.P.* Detecting and Correcting for Paleomagnetic Inclination Shallowing of Sedimentary Rocks: A Review // *Front. Earth Sci.* 2016. V. 4. A. 7.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- Merrill R.T., McElhinny M.W., McFadden P.L.* The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle, New York: Academic Press. 1996.
- Scholze F., Golubev V., Niedźwiedzki G., Sennikov A., Schneider J., Silantiev V.* // Early Triassic Conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) from the terrestrial Permian–Triassic boundary sections in the Moscow syncline // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 429. 2015. P. 22–40.
- Tauxe L., Banerjee S.K., Butler R.F., Van der Voo R.* Essentials of Paleomagnetism, 4th Web Edition. 2016.
- Tauxe L., Kent D.V.* A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? Channell J.E.T., Kent D.V., Lowrie W., Meert J. (Eds.) *Timescales of the Paleomagnetic Field*. V. 145. 2004. American Geophysical Union, Washington, D.C. P. 101–116.
- Tverdokhlebov V.P., Tverdokhlebova G.I., Minikh A.V., Surkov M.V., Benton M.J.* Upper Permian vertebrates and their sedimentological context in the South Urals, Russia // *Earth-Science Reviews*. 2005. V. 69. P. 27–77.
- Veselovskiy R., Pavlov V.* New paleomagnetic data for the Permian-Triassic Trap rocks of Siberia and the problem of a non-dipole geomagnetic field at the Paleozoic-Mesozoic boundary // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2006. V. 8. № 1. P. 1–19.