

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

© 2016 г. А. М. Фетисова^{1,2}, Р. В. Веселовский^{1,2}, Ю. П. Балабанов³, Н. В. Сальная²

¹МГУ имени М.В.Ломоносова, геологический ф-т, г. Москва

E-mail: anna-fetis@ya.ru

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

³Казанский федеральный университет, г. Казань

Одной из главных проблем, с которой традиционно сталкиваются исследователи палеомагнетизма терригенных осадочных толщ, является необходимость учета эффекта занижения палеомагнитного наклонения, которое происходит при уплотнении осадка на ранних этапах диагенеза и наиболее отчетливо проявляется при осадконакоплении в средних широтах. Традиционно оценка коэффициента занижения наклонения (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 наклонения 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. Поэтому лишь очень ограниченный набор имеющихся палеомагнитных данных по осадочным разрезам может быть использован для учета эффекта занижения наклонения в них *post factum*.

В данной работе мы приводим результаты палеомагнитного переизучения наиболее хорошо изученных и датированных разрезов верхней перми и нижнего триаса среднего Поволжья – «Пучеж» и «Жуков овраг». Полученные палеомагнитные данные позволили выполнить оценку величины коэффициента занижения наклонения 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 наклонения в которых равен $f=0.6$.

Ключевые слова: палеомагнетизм, занижение наклона, пермь, триас, Elongation-Inclination метод, вековые вариации.

ВВЕДЕНИЕ

Эффект занижения палеомагнитного наклона (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 наклона 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 палеомагнитных полюсов Сибирской и Восточно-Европейской платформ [Veselovskiy, Pavlov, 2006 и ссылки там же].

Недавно было убедительно показано [Domeier et al., 2012], что учет эффекта занижения наклона в палеомагнитных данных, полученных по осадочным породам, позволяет эффективно решить проблему реконструкции Пангеи, а наличие даже незначительного (~10%) занижения наклона в пермо-триасовых осадочных породах Европы делает различие между средними Р-Т 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 наклона в них играет важную роль при палеотектонической интерпретации и изучении конфигурации магнитного поля Земли в прошлом.

Однако до недавнего времени процедура оценки коэффициента занижения наклона для конкретного разреза осадочных пород требовала проведения специальных литолого-петромагнитных исследований, требующих специфического лабораторного оборудования, в том числе и для проведения экспериментов по переосаждению дезинтегрированных горных пород. Это обстоятельство, несомненно, существенно ограничивало возможности рядовых исследователей для коррекции полученных ими

данных за счет этого явления. Разработка статистического метода $E-I$ [Tauxe and Kent, 2004] сделало вычисление коэффициента занижения наклона f гораздо более доступным, однако в силу жестких 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 данной работы являлась оценка коэффициента занижения наклона f в опорных разрезах границы перми-триаса Русской плиты с использованием новых и имеющихся палеомагнитных данных.

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 табл. 1), 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, алевролитов, песчаников с тонкими прослоями розово-коричневых мергелей. Детальное описание разреза приведено в работе [Граница перми и триаса в континентальных сериях..., 1998]. Здесь и далее стратиграфическое деление приводится в соответствии с Приложением №1 к [Стратиграфический кодекс России, 2006]. Залегание пород моноклиналиное, средние

элементы залегания: азимут падения 100° , угол падения 17° . 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 115 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 (табл. 1), сложен субгоризонтально залегающими глинами, песчаниками, алевролитами, розовыми мергелями и известняками вятского возраста мощностью 40 м, которые перекрываются аналогичными 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 яруса верхней перми **«Монастырский овраг»** [Gialanella et al., 1997], расположенного на правом берегу р.Волга (табл. 1) 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 интервала 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.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые и лабораторные исследования, обработка и интерпретация результатов выполнялись по стандартной методике, общепринятой при проведении палеомагнитных исследований с учётом методических и аппаратных достижений последнего времени [McFadden, 1996; Butler, 1998; Tauxe, 2016; Kodama, 2012; Li and 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 спин-магнитометре 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).

Для оценки коэффициента занижения наклона f мы использовали статистический метод $E-I$ (“elongation-inclination”), подробное описание которого приводится в работе [Tauxe and Kent, 2004]. В основе метода лежит модель вековых вариаций геомагнитного поля TK03.GAD, созданная по результатам анализа палеомагнитных данных по лавовым потокам с возрастом 0-5 млн. лет. Одной из ключевых особенностей этой модели является предположение о круговом распределении виртуальных геомагнитных полюсов (VGP), представляющих интервал геологического времени порядка 10-100 тыс. лет, вследствие вековых вариаций, что подразумевает, в общем случае, наличие вытянутого распределения соответствующих палеомагнитных направлений вдоль палеомеридиана вследствие нелинейного преобразования. Степень удлинения распределения палеомагнитных направлений (E , elongation) уменьшается по мере увеличения наклона (I , inclination), т.е. при перемещении от экватора к полюсам, что наглядно изображается в виде кривой на графике в координатах $E-I$. Отклонение соответствующих значений E и I для конкретного распределения направлений в палеомагнитной коллекции от значений, предсказанных моделью вековых вариаций, будет указывать на присутствие занижения наклона в изучаемых породах, а коэффициент занижения наклона f может быть оценен как мера наблюдаемого отклонения. Для этого, согласно одной из предложенных методик [Tauxe et al., 2016], выполняется bootstrap-анализ имеющегося векторного распределения с учетом различного вклада коэффициента f – от 0.0 (полное занижение наклона) до 1.0

(отсутствие занижения наклона). Совпадение наблюдаемой и модельной кривых $E-I$ при конкретном значении коэффициента f означает, что в данных породах занижение наклона проявилось именно с этим коэффициентом.

Несмотря на кажущуюся простоту метода, его практическое использование связано с рядом жестких ограничений и требований. 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 and 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. Второе, не менее важное ограничение заключается в том, что каждый вектор в выборке не должен являться осреднением вековых вариаций. Учитывая, что осреднение вековых вариаций достигается за интервал времени 10-100 тыс. лет [Tauxe et al., 2016], а стандартный образец для палеомагнитных исследований имеет «мощность» 2 см, метод $E-I$ может быть уверенно применен к осадочным породам, скорости накопления которых составляют 0.2 см/тыс. лет и более. При этом важно заметить, что для выполнения требования модели TK03.GAD о равномерном круговом распределении виртуальных геомагнитных полюсов, отобранные палеомагнитные образцы должны охватывать интервал разреза, накапливавшийся на протяжении не менее 10-100 тыс. лет, т.е. вековые вариации в нем должны быть усреднены.

Выполненное недавно [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. Это дает возможность в достаточной мере доверять результатам, полученным при помощи метода $E-I$, хотя он и является статистическим и, очевидно, не учитывает индивидуальные особенности исследуемых горных пород [Tauxe et al., 2008].

Оценка коэффициента занижения наклона f методом $E-I$ производилась нами 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. 1, а). Наименее стабильная низкотемпературная компонента разрушается при нагревах до температур 180-300°C; ее направление близко к направлению современного геомагнитного поля в данном районе ($D_{PDF}=12.7^\circ$, $I_{PDF}=72.5^\circ$). Стабильная, высокотемпературная компонента прямой и обратной полярности разрушается при нагревах до 580-680°C (рис. 1, д). Тест обращения [McFadden and 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 выделять до двух компонент намагниченности в большинстве образцов (рис. 1, б): 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. 1, е). Тест обращения отрицательный ($\gamma/\gamma_c = 13.6^\circ/6.3^\circ$), что, вероятно, связано с неполным разделением вязкой и характеристической компонент намагниченности в части образцов. Результаты компонентного анализа приведены в табл. 1.

Аргументами в пользу древнего, пермо-триасового возраста характеристической компоненты намагниченности, являются: (а) 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, (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 ~ 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° согласно модели TK03.GAD

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 в нем.

Важно отметить, что оценка амплитуды вековых вариаций S_b , выполненная по образцам внутри кратких по мощности 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 TK03.GAD ($S_b = 7.5 \pm 1.7^\circ$), т.е. усреднение вариаций не достигается. Приведенные результаты подтверждают предложенную нами ранее оценку средней скорости осадконакопления в рассматриваемых разрезах и являются дополнительным подтверждением пригодности используемых палеомагнитных данных для применения к ним метода оценки занижения наклона $E-I$.

Полученные нами оценки коэффициента f для разрезов «Пучеж» (рис. 2, а) и «Жуков овраг» (рис. 2, г) 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. 2, ж), указывает на гораздо более значительное проявление эффекта занижения наклона в этих отложениях.

Скорректированные наклоны средних палеомагнитных направлений характеристической компоненты для рассматриваемых разрезов приведены в табл. 1 и на рис. 2 (б, д, з).

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 собственно 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 экспериментов по определению температурной зависимости магнитной восприимчивости (К-Т) в образцах пород из этих разрезов. Результаты показали, что кривые К-Т для обоих разрезов могут быть объединены в три группы (рис. 3, а-в). 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 в рассматриваемых породах присутствует 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.

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. 3, б). При этом, температурная чистка дублей размагниченных переменным полем образцов дает возможность выделить характеристическую компоненту намагниченности в интервале температур от 400 до 690°C (рис. 3, в). Данное наблюдение позволяет предположить, что минералом-носителем характеристической компоненты намагниченности является гематит, а практически весь присутствующий в породе магнетит вязко перемагничен современным 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, которые в древней системе координат ориентированы параллельно напластованию; степень анизотропии не превышает 8% (рис. 3, г, д). 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 коэффициент f мог 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 отличиям в литологии слагающих его пород от пород разрезов «Пучеж» и «Жуков овраг»: они представлены более тонкозернистыми фракциями, в которых, как следует из накопленного опыта подобного рода исследований [Kodama, 2012], эффект занижения наклона проявляется сильнее.

ВЫВОДЫ

- 1) С использованием расширенных выборок палеомагнитных определений по P - T разрезам среднего Поволжья выполнены оценки коэффициента занижения наклона в слагающих их породах методом E - I , величина которого составила $f=0.9$. С использованием исходных палеомагнитных данных, взятых из литературного источника, величина коэффициента занижения наклона в разрезе «Монастырский овраг» оценена в $f=0.6$.

- 2) На примере образцов разреза «Жуков овраг» петромагнитными исследованиями показано, носителем древней компоненты намагниченности является обломочный гематит, зерна которого и контролируют эффект занижения наклона в процессе уплотнения горной породы.
- 3) Полученные результаты лишней раз подтверждают, что коэффициент занижения наклона должен определяться индивидуально для каждого конкретного разреза, а коррекция этого эффекта с использованием средних значений коэффициента может приводить к ошибочным результатам.

Исследования выполнены при частичной поддержке гранта Правительства РФ (№220, проект № 14.Z50.31.0017) и частичной поддержке грантов РФФИ №№15-05-06843 и 15-35-20599.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы // Материалы к Международному симпозиуму «Верхнепермские стратотипы Поволжья». Москва. ГЕОС. 1998. 326 с.

Кукал З. Скорость геологических процессов. Москва: Мир, 1987. 246 с.

Миних А.В., Голубев В.К., Кухтинов 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) / Перм. гос. ун-т. – Пермь, 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 // Издание третье. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

- Butler, R. F.* 1998. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes, Electronic Edition, Dept. of Geosciences, Univ. of Arizona, Tucson, Arizona, 238 pp.
- 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., F. Heller, M. Haag, D. Nurgaliev, A. Borisov, B. Burov, P. Jasonov, D. Khasanov, S. Ibragimov & I. Zharkov.* Late Permian magnetostratigraphy on the eastern Russian platform // *Geologie en Mijnbouw*. 1997. V.76. P.145-154.
- Kodama K.* Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation. September 2012. Wiley-Blackwell. 164 p.
- Li Y-X. and Kodama K.P.* Detecting and Correcting for Paleomagnetic Inclination Shallowing of Sedimentary Rocks: A Review // *Front. Earth Sci.* 2016. V.4. A.7. doi: 10.3389/feart.2016.00007
- 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. and McFadden, P. L.* 1996. The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle, New York: Academic Press.
- 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*. 429. 2015. P. 22–40.
- Tauxe, L, Banerjee, S.K., Butler, R.F. and 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? // In: Channell, J.E.T., Kent, D.V., Lowrie, W., Meert, J. (Eds.), In: Timescales of the Paleomagnetic Field, vol. 145. 2004. American Geophysical Union, Washington, D.C, pp. 101–116.