

УДК [550384:551.736.3](470.41)

ГЕОМАГНИТНАЯ ИНВЕРСИЯ КИАМА-ИЛЛАВАРРА: ЗАПИСЬ В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ТАТАРСКОГО ЯРУСА, КАЗАНСКОЕ ПОВОЛЖЬЕ

© 2005 г. М. Вестфаль², Ю. Ф. Суркис^{1,2}, Е. Л. Гуревич¹, А. Н. Храмов¹

¹Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ),
г. Санкт-Петербург

²Ecole et Observatoire de Physique du Globe (EOST), Strasbourg, France

Поступила в редакцию 27.01.2004 г.

Изучена структура записи геомагнитного поля в верхней части NR зоны переменной полярности на границе гиперзон Киама и Иллаварра. Для этого, со сплошным отбором образцов, пройдены два близкорасположенных разреза терригенно-карбонатных отложений татарского яруса (9 м по мощности в одном и 2 м в другом) на правом берегу р. Волга (54.9°N, 48.8°E). Ступенчатое терморазмагничивание до 690°C выявило двухкомпонентный состав естественной остаточной намагниченности. Первая компонента разрушается в интервале температур 150-250°C, имеет магнитовязкую природу и направление современного геомагнитного поля. Вторая компонента, которая выделяется при температурах выше 250-350°C, является характеристической. Главным ее носителем является магнетит, в значительно меньшей степени - маггемит и гематит. Характеристическая компонента ChRM образует сложную последовательность прямых, обратных и промежуточных направлений, весьма схожую в обоих изученных разрезах. Эта последовательность отражает геомагнитную инверсию Киама-Иллаварра с определенными искажениями из-за разного, для различных участков разреза, в зависимости от литологической характеристики пород, запаздывания записи палеополя. Реально инверсия Киама-Иллаварра происходила позднее, чем это зафиксировано в палеомагнитной записи, а именно во время образования слоев, залегающих по крайней мере на 50 см выше кровли NR зоны с промежуточными направлениями и неоднократными полными обращениями ChRM. Рассчитанные по промежуточным направлениям ChRM виртуальные геомагнитные полюсы распределяются вдоль палеомеридиана, отличного от палеомеридиана места, указывая на заметный вклад стационарного экваториального диполя и/или секториальных гармоник низкого порядка в геомагнитное поле в течение и/или вблизи инверсии Киама-Иллаварра.

Ключевые слова: палеомагнитная запись, геомагнитная инверсия, поздняя пермь, гиперхроны.

ВВЕДЕНИЕ

Два очень разных режима геомагнитного поля сменяли друг друга во времени: долгие интервалы, продолжительностью в несколько десятков миллионов лет, с частым чередованием полярности (в среднем 2-8 за миллион лет) и столь же долгие интервалы преобладания стабильной прямой или обратной полярности геомагнитного поля, продолжительностью также в несколько десятков миллионов лет [Печерский и др., 1997]. Эти два режима геомагнитного поля, вероятно, связаны с различными условиями на границе ядро-мантия, полностью еще не понятыми [Eide, Torsvik, 1996; Диденко, 1998].

Два наиболее известных периода стабильной полярности это - меловой гиперхрон Джалал прямой полярности продолжительностью 34 млн. лет (118-84 млн. лет назад) и позднепалеозойский гиперхрон Киама обратной полярности, который продолжался около 47 млн. лет и закончился в по-

здней перми. Сразу отметим, что как структура мелового гиперхрона, так и его границы, в свете новых магнитостратиграфических данных являются предметом дискуссии [Гужиков и др., 2003]. Третий продолжительный интервал обратной полярности, по некоторым данным, приурочен к ордовики - 490-465 млн. лет назад [Torsvik and Trench, 1991; Gallet and Pavlov, 1996; Родионов, Осипова, 1985; Родионов и др., 2001].

Чередование во времени двух разных режимов инверсий геомагнитного поля (режимов полярности) порождает ряд вопросов:

1. Смена режимов полярности происходит постепенно или резко? Что происходит непосредственно до и сразу после смены режима полярности? Сопровождается ли переход от продолжительного монополярного гиперхрона к первому хрону режима с частым чередованием полярности кратковременными полными или

частичными обращениями геомагнитного поля или нет!

2. Есть ли различия между инверсиями поля, начинающимися и завершающимися монополярный режим поля, и каковы их отличия от других инверсий, происходящих в периоды частой смены полярности? Различаются ли инверсии по продолжительности? Как меняется направление и напряженность геомагнитного поля во время этих инверсий!

Последовательности хронов прямой и обратной полярности хорошо известны для юрского, мелового и третичного периодов, как по результатам интерпретации линейных магнитных аномалий на океанах, так и по данным магнитографикиских исследований [Gradstein et al., 1995]. Заметно, что интервал между инверсиями перед меловым гиперхроном преобладания прямой полярности несколько меньше (5 магнитохронов между 125 и 118 млн. лет - аномалии МЗ-МО) по сравнению с интервалом между инверсиями после этого гиперхрона (хроны, соответствующие аномалиям 34R и 33N продолжительностью 4 и 6 млн. лет соответственно).

Много меньше известно о поведении геомагнитного поля и характере его записи перед началом и в конце продолжительного позднепалеозойского (каменноугольно-пермского) гиперхрона обратной полярности. Получить достоверную информацию об этом мы можем исключительно из магнитографикиских исследований. По последним данным гиперхрон Киама начался 312 млн. лет назад [Opdyke, Channel!, 1996] и закончился 265 млн. лет назад [Menning, 2001]. Поиски непродолжительных интервалов прямой полярности внутри гиперхрона уверенных результатов не принесли [Давыдов, Храмов, 1991].

Поведение геомагнитного поля во время инверсий изучалось либо по материалам глубоководных морских скважин, либо в разрезах, характеризующихся высокой скоростью седиментации или высокой вулканической активностью. Всего изучено чуть больше 200 переходных зон - зон смены полярностей. Однако подавляющее большинство их относится к последней инверсии Магтуяма-Брюнес и инверсиям в поздне третичное время. За рубежом изучено всего несколько мезозойских и домезозойских инверсий [Mary and Courtillot, 1993; Kostrov and Perrin, 1996; Merrill and McFadden, 1999; McElhinny and McFadden, 2000]. Полученные результаты вызывают дополнительные вопросы:

3. Каково взаимоотношение между инверсиями геомагнитного поля и их записью в компонентах естественной остаточной намагниченности пород - NRM-компонентах!

4. Каково это взаимоотношение и особенности записи в зависимости от типа пород'

5. Какие характерные особенности геомагнитных инверсий могут выпасть из записи в NRM-компонентах!

Очевидно, чтобы ответить на эти вопросы, необходимо исследовать переходные зоны, отвечающие геомагнитным инверсиям различных эпох, записанным в различных типах пород. Тогда мы сможем также ответить на два других вопроса, связанных с пониманием.

6. Процессов намагничивания в различных типах пород и/или

7. Поведения геомагнитного поля во время инверсий и возможной эволюцией этого процесса в геологическом времени.

Последний вопрос очень важен, потому что степень стабильности процесса инверсии напрямую связана с оценкой скорости эволюции земного ядра [Петрова и др., 1992; McFadden, Merrill, 1995; Гурарий, 1988; Гурарий и др., 2000; 2002].

Российские палеомагнитологи, кроме детальных исследований последних инверсий [Гурарий и др., 2000], сконцентрировали свои усилия на изучении раннепалеозойских инверсий [Родионов, 1969; Храмов и др., 1974; Khramov and Rodionov, 1980; Khramov, 1987]. Было показано, что вид записи переходных зон при инверсиях зависит от компонентного состава NRM, в особенности от взаимоотношения "быстрой" - синхронной компоненты, возникающей непосредственно в процессе седиментации и "медленной", постседиментационной, которая образуется на ранних стадиях диагенеза, и, возможно, имеет химическую природу [Храмов, 1986]. В недавних работах, основанных на современной технологии палеомагнитных исследований и призванных ответить на поставленные выше вопросы, использовались результаты детального изучения нижнепалеозойских, на юге Сибирской платформы, и верхнерифейских, на Южном Урале, разрезов осадочных толщ [Комиссарова и др., 1997; Родионов и др., 1998; Иосифиди и др., 1999; Суркис и др., 1999]. Результаты этих исследований ясно демонстрируют несинхронность палеомагнитной записи инверсий одной из или всеми древними компонентами NRM, которая значимо запаздывает по отношению к процессам седиментации. Время запаздывания зависит, в основном, от литологической характеристики пород и варьирует от времени, сравнимом с продолжительностью процесса инверсий (по разным оценкам это несколько тысяч лет) до времени, на порядок большем. Однако, эти особенности не исключают возможности изучать характеристики инверсий, независимые от времени. Эти характеристики очень схожи, несмотря на различия в литологии пород и их возрасте. Наиболее важным является: сравнительно близкое положение поясов, образованных виртуальными геомагнитными полюсами для переходных зон, близкие

величины относительного падения палеонапряженности, подсчитанного по величине нормализованных NRM-компонент, близкие оценки продолжительности инверсий. Следует отметить, что похожие особенности и оценки получены для многих молодых (1-10 млн. лет) инверсий, так же схожи особенности их палеомагнитной записи в осадочных породах этого возраста [Гурарий, 1988; Петрова и др., 1992; Van Hoof A.A.M., and Langeries C.G., 1992; Gubbins, 1994].

Результаты недавних исследований древних геомагнитных инверсий показывают, что все еще много должно быть сделано, чтобы убрать или хотя бы уменьшить остающиеся неопределенности в описании процессов, происходящих при инверсиях и сменах режимов полярности геомагнитного поля. Это является приоритетной задачей при исследованиях геомагнитных инверсий около границы палеозойской и мезозойской эр - границы, которая характеризуется резкими изменениями, произошедшими в истории Земли, в том числе такими, как катастрофическое изменение окружающей среды 250 млн. лет назад и предшествующее ему резкое возрастание частоты инверсий геомагнитного поля (смена режима полярности). Начало этого интервала частой смены полярности, названного гиперхроном Иллаварра [Irving and Ragu, 1963], который последовал за продолжительным (47 млн. лет) интервалом обратной полярности геомагнитного поля (гиперхрон Киама), прослеживается во многих разрезах татарского яруса в Волго-Камском и Сухонском регионах [Храмов, 1963]. Магнитостратиграфические исследования одновозрастных разрезов в Австралии, США, Пакистане, Китае и в центральной Европе позволили получить, прямо или косвенно, "абсолютный" возраст для границы Киама-Иллаварра, который лежит в диапазоне 261-264 млн. лет [Menning, 2001]. Однако, следует отметить, что во многих регионах эта граница попадает на стратиграфический перерыв или палеонтологически слабо охарактеризована [Molina Garza et al., 1989; 2000; Haag and Heller, 1991; Heller et al., 1995; Embleton et al., 1996; Nawrocki, 1997]. Детального, образец к образцу, изучения транзитной зоны на границе Киама-Иллаварра до сих пор не проводилось. Результаты подобного исследования записей следующих инверсий, начиная с $N_1P - R_2P$, показывали различные картины процесса - от простого перехода до сложной зональности, включающей разнополярные интервалы и промежуточные направления [Буров и др., 1977; Буров, 1979; Burov et al., 1998].

Главная цель наших исследований состояла в том, чтобы получить подробную палеомагнитную запись первой инверсии на границе гиперхрон Киама и Иллаварра, сохраненную в красноцветных осадках татарского яруса в Волжском регионе, и получить возможно больше информации о

поведении геомагнитного поля во время этой инверсии.

ГРАНИЦА КИАМА-ИЛЛАВАРРА НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ

На основе ранних магнитостратиграфических исследований пермских и триасовых отложений в Волго-Камском и Сухонском регионах была построена первая магнитостратиграфическая шкала для этого интервала [Храмов, 1963]. Эта шкала состоит из пяти магнитозон (рис. 1). Нижняя часть шкалы (уфимский, казанский ярусы и нижнетатарский подъярус) отнесены к гиперзоне обратной полярности Киама, а последующие магнитозоны ($N_jP - R_iP - ^\wedge P - R_s?$) - к нижней части гиперзоны переменной полярности Иллаварра. Дальнейшие Магнитостратиграфические исследования позволили предложить новый вариант шкалы [Молостовский, 1970; Буров, Воронин, 1977], в котором уточнено положение границ магнитозон в региональных разрезах, а гиперзона Иллаварра дополнена тремя зонами ($R_1T - N_1T - R_2T$) в нижнетриасовой части разреза. Наиболее заметные особенности поведения геомагнитного поля в позднепермское-раннетриасовое время были показаны в нескольких работах [Буров и др., 1977; 1979; 1996; Молостовский, 1983]. Дальнейшие исследования позволили выделить (рис. 1): интервал нестабильной полярности геомагнитного поля на границе Киама-Иллаварра, магнитозону прямой полярности в зоне R_3P и несколько узких зон, соответствующих кратковременным эпизодам (ивентам) геомагнитного поля в зонах N_jP , R_2P и N_2P [Burov et al., 1998].

Эти, более детальные, исследования показали сложную картину изменений полярности в начале гиперхрона Иллаварра и, соответственно, поставили вопрос о сложной временной структуре позднепермского геомагнитного поля. С этой точки зрения, переходный интервал между гиперхронами Киама и Иллаварра, характеризующийся периодом нестабильной полярности, является наиболее заметной и интересной особенностью позднепермского поля. Выделенный интервал нестабильной полярности было предложено объединить в единую NR-зону переменной полярности [Воронин и др., 1971]. В дальнейшем эта зона была выявлена во всех изученных разрезах (как в обнажениях, так и в скважинах) в Волго-Камском регионе [Burov et al., 1998]. Однако, следует отметить, что данные о количестве микрозон в зоне переменной полярности, об их продолжительности и о характеристике переходного поля остаются под вопросом и часто противоречивы. Кроме того, NR-зона на разных этапах ее изучения несколько смещалась вдоль региональной палеомагнитной шкалы, таким образом ее подошва и кровля занимали в разных схемах (разрезах) раз-

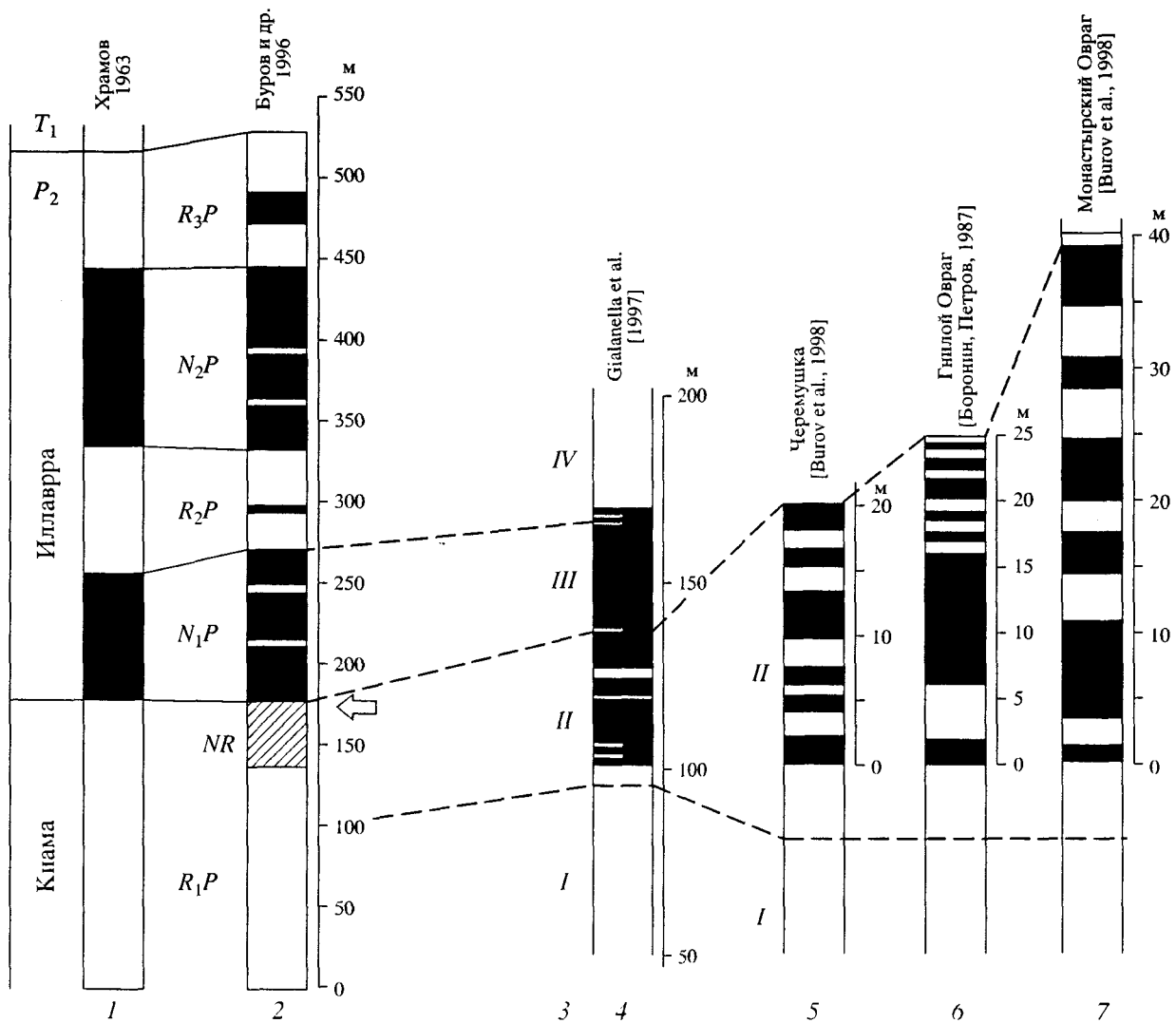


Рис. 1. Верхнепермская магнитостратиграфия Русской платформы. Черное – зоны прямой полярности, белое – обратной, штриховка – зоны переменной или неясной полярности. Колонка: 3 – литостратиграфические подразделения по [Форш, 1963]; палеомагнитные шкалы: 1 – [Храмов, 1963]; 2 – [Буров и др., 1996]; 4 – разрез Монастырское [Gialanella et al., 1997]; 5, 6, 7 – зона переменной полярности (NR) в разных разрезах. Стрелкой на шкале 3 показано место нашего детального отбора.

ные положения в интервале от подошвы свиты II региональной стратиграфической схемы по Форшу [Форш, 1963] до нижней части свиты III.

Разноречивость данных в строении NR-зоны в параллельных разрезах вызывает резонные вопросы. Действительно ли мы имеем дело с особым режимом геомагнитного поля около границы Киама–Иллаварра или все эти особенности являются “следами” позднейшего перемагничивания? Возможно, что оба процесса в равной мере вовлечены в создание NR-зоны. Например, Жарков [1996], анализируя несколько разрезов, где представлена NR-зона, отмечает, что породы в этой зоне подвергались вторичным гипергенным изменениям, с которыми и связано появление интервала переменной полярности. Он предпола-

гает, что так называемая частая смена полярности (большое количество микрозон) обусловлена различиями в проницаемости пород, их фациальной характеристике и других свойствах. На разных стадиях гипергенеза, в эпохи прямой полярности поля, породы, образовавшиеся еще в конце гиперхрона Киама, приобретали метакронную намагниченность. Поэтому плохо определенные направления намагниченности, выделенные терморазмагничиванием, очевидно не синхронны процессу седиментации. Жарков полагает, что NR-зону скорее надо рассматривать как зону метастабильности и предложил свиту II схемы Форша включить полностью в гиперхрон Киама. Таким образом, границу Киама–Иллаварра следует проводить в основании свиты III [Жарков, 1996].

что совпадает с ее положением в разрезе, полученным впервые [Храмов, 1963; Форш, 1963].

Наиболее полный и непрерывный разрез татарских отложений в Средне-Волжском регионе расположен на правом берегу р. Волга в овраге Монастырское. Этот разрез неоднократно изучался и именно здесь впервые была выделена зона переменной полярности [Боронин и др., 1971]. В 1994 году объединенной командой палеомагнитологов Казанского Университета и Технологического Университета Цюриха (Швейцария) была отобрана и исследована в Цюрихе новая коллекция образцов в этом разрезе. Оказалось, что зона переменной полярности имеет мощность около 40 метров и занимает почти всю свиту II и самые низы свиты III [Буров и др., 1996]. Позже была опубликована английская версия этой работы [Gialanella et al., 1997], где представлены все детали терморазмагничивания, экспериментов по магнетизму горных пород и магнитостратиграфической корреляции. Так как целью этих исследований было получить магнитостратиграфическую характеристику для всего татарского яруса, отбор образцов производился по всему разрезу Монастырское (мощность осадков яруса здесь составляет 180 м). Поэтому 40 метров зоны переменной полярности представлены только 32 образцами, среди которых две трети имеют прямую намагниченность и слагают более или менее достоверные микрозоны прямой полярности. В противоположность этому уровни обратной полярности в большинстве своем представлены единичными образцами и только в двух случаях (в верхней половине свиты II) с большой вероятностью можно действительно считать их кратковременными зонами обратной полярности (рис. 1). Буров и др. [Burov et al., 1998] представили также результаты палеомагнитных исследований свиты II в двух параллельных разрезах, расположенных на реке Волга в 15 км (Овраг Гнилой) и в 100 км (овраг Черемушка) от разреза Монастырское. В разрезе Овраг Гнилой первые уровни с прямонамагнитными породами появляются в низах свиты II, в ее средней части преобладает прямая намагниченность, а верхняя часть характеризуется частым чередованием прямо и обратномагнитных уровней, при этом каждый уровень полярности часто подтверждается всего одним образцом. Мощность NR-зоны здесь составила 25 метров, а ее структура полярности в главном повторяет таковую в Монастырском разрезе. В разрезе Черемушка NR-зона выделена в верхних 20 метрах II свиты и представляет собой последовательность зон обратной и прямой полярности мощностью от I до 4 метров [Burov et al., 1998].

Анализ всех предшествующих исследований показал, что стандартная при магнитостратиграфических исследованиях методика отбора образцов (1–3 образца в 1 метре), которая применялась

при вышеупомянутых исследованиях, не в состоянии обеспечить получение данных, которые бы полно описывали зону переменной полярности на границе Киама–Иллаварра. Для получения надежной информации о поведении геомагнитного поля вблизи границы Киама–Иллаварра необходимо проведение специальных детальных палеомагнитных исследований, включающих в себя: непрерывный отбор образцов из всех уровней, подробное ступенчатое терморазмагничивание всех образцов, компонентный анализ NRM и проведение экспериментов по магнетизму горных пород. Эти исследования должны быть направлены на изучение только NR-зоны с целью описать поведение геомагнитного поля, проследить его характеристики во время инверсии (относительную палеонапряженность, угловое отклонение от среднего направления, переходные направления), ответить на вопрос о количестве и продолжительности микрозон. Необходимо прежде всего выяснить, имеется ли корреляция между микрозонами и литологической характеристикой пород, или они отражают особенное поведение геомагнитного поля на границе гиперхронов Киама и Иллаварра.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА РАБОТ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Накопление верхнепермских красноцветных осадков на востоке Русской платформы связано с позднепалеозойским орогенезом и формированием Урала, которое сопровождалось прогибанием смежных территорий [Игнатъев, 1976]. В Волго-Камском регионе верхнепермские отложения достигают 800 м общей мощности, характеризуются различными фациями от терригенных красноцветных пород с остатками наземных позвоночных и флорой до карбонатных пород, содержащих морскую фауну кораллов, брахиопод и конодонтов [Burov et al., 1998].

Разрез Монастырский овраг (54.9°N, 48.8°E) расположен на правом берегу Волги в 150 км южнее Казани (рис. 2) и является стратотипом татарского яруса на Средней Волге. Возраст и стратиграфическое деление на серии и свиты в разрезе обосновываются фауной и флорой. Отложения свит II и III накапливались в озерно-морском бассейне в условиях субаридного климата [Игнатъев, 1976].

Верхняя часть свиты II представлена шоколадно-красными глинами, песчаниками, серыми доломитами и розоватыми мергелями. Горизонтом, маркирующим границу между свитами II и III является слой (мощностью 3–3.5 м) слаболитифицированных коричневатых-желтых песчаников [Форш, 1963]. Нижняя часть свиты III представлена чередованием красно-коричневых глин с подчиненными прослоями песчаников и мергелей. Залегание слоев в разрезе горизонтальное.

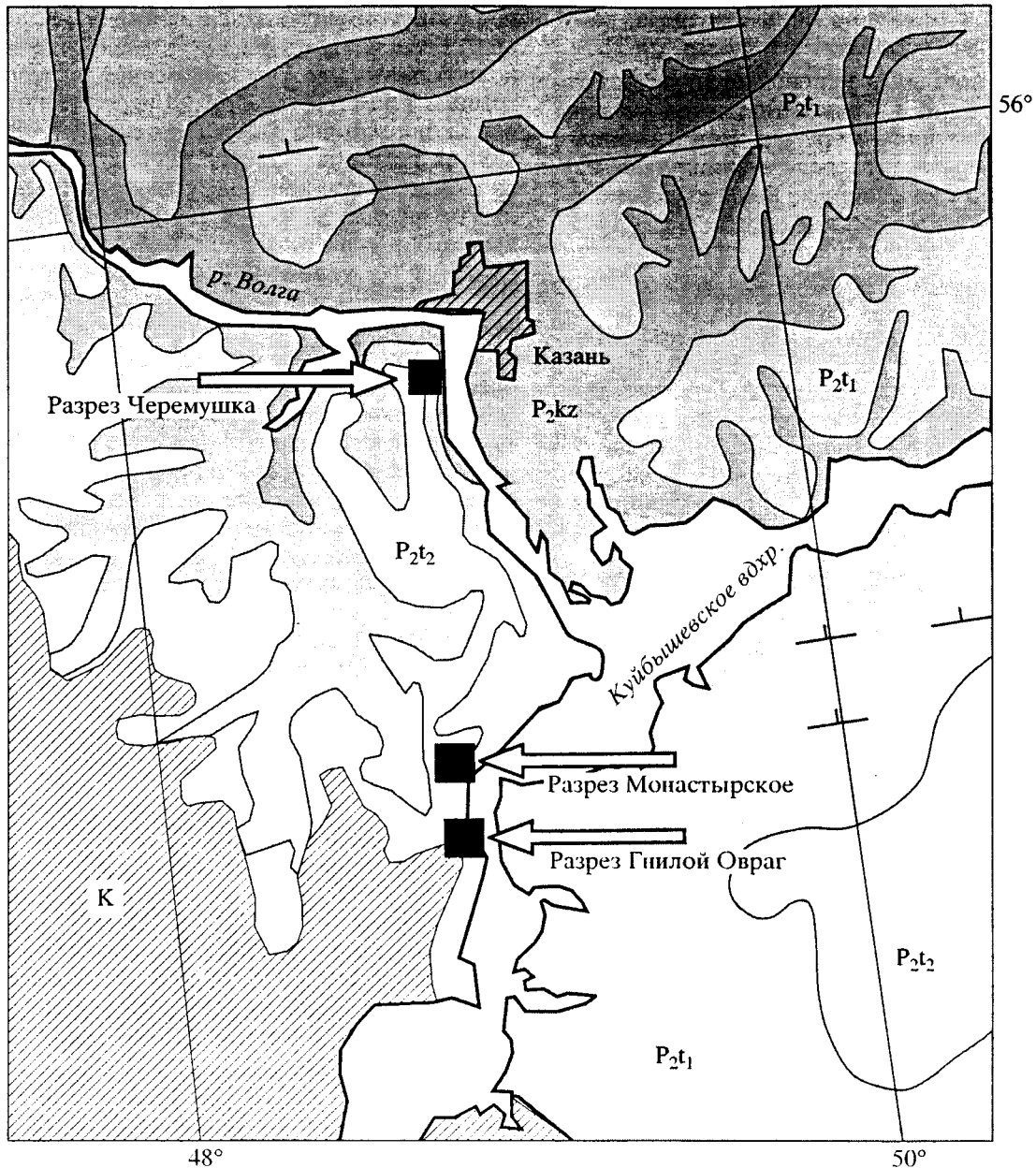


Рис. 2. Упрощенная геологическая карта с указанием местоположения изученного разреза.

С целью получить палеомагнитные характеристики в интервале появления первой зоны прямой полярности, относящейся к гиперхрону Иллаварра, во время летних полевых сезонов 1995 и 1996 годов в разрезе Монастырское около нижней границы гиперзоны Иллаварра был произведен подробный (расстояние между уровнями отбора не превышало нескольких сантиметров) отбор образцов. При отборе образцов выветрелая, часто рыхлая порода убиралась с поверхности до глубины 0.5–1.0 м. Этим был обеспечен отбор образцов во всех интервалах, за исключением уровней, сложенных очень слабо литифицированными песчаниками. Для отбора образцов из

таких уровней, свежая (еще сырая) порода пропитывалась силикатным клеем и после неполного высыхания непосредственно в обнажении вырезались образцы-кубики с ребром 20 мм. Эта процедура занимала дополнительное время, однако позволила нам включить в коллекцию дополнительные горизонты с различной литологией пород. Были отобраны образцы по двум перекрывающимся профилям, расположенным на расстоянии 300 м друг от друга: профилю М мощностью 9 м и профилю R мощностью 2 м, представленным 460 и 100 образцами соответственно.

Среднюю скорость осадконакопления можно оценить, исходя из мощности осадков татарского яруса, которая достигает 550 м в Волго-Камском регионе [Burov et al., 1998] и продолжительности татарского века, которая оценивается от 8 млн. лет по шкале ВСЕГЕИ до 16 млн. лет [Menning, 1995]. Учитывая то, что свиты I и II в разрезе Монастырское слагают нижнетатарский подъярус, можно с большей точностью оценить скорость осадконакопления в разрезе. Суммарная мощность обеих свит в разрезе составляет 140 м [Семеновский, 1979]; при продолжительности раннетатарского времени 25% от всего татарского века [Burov et al., 1998] скорость осадконакопления оценивается в 3.5 см/тыс. лет. Конечно, эта оценка скорости является очень осредненной, действительная скорость в различные периоды (наводнения, засухи, иногда и размыв предыдущих осадков) может значительно варьировать. Также нельзя исключать возможность значительных перерывов в осадконакоплении, которые могут быть приурочены к сменам литологических типов пород по разрезу.

На рис. 3 показана литологическая и магнито-стратиграфическая характеристика разреза М, а на рис. 4 приведено сравнение разрезов М и R в их общей части. Разрезы М и R подобны, однако есть и заметные различия.

В разрезе М представлены несколько характерных уровней доломитов: d1 (ниже 680 см), d2 (600–614 см), d3 (558–568 см) и d4 (~50 см) и мергелей: m1 (ниже 840 см), m2 (630–656 см), m3 (440–506 см) и m4 (~400 см). Литологическая корреляция между разрезами М и R наиболее отчетливо проводится по пластам доломитов d3 и d2 (соответственно 64–74 см и 92–106 см в разрезе R). Корреляция мергелей m2 не столь очевидна. Соответствующий интервал в разрезе R сложен несколькими маломощными слоями мергелей, чередующимися с глинами. Если предполагать, что глинистые прослои выклиниваются по латерали – мергели m2 в разрезе М наилучшим образом коррелируют со всей глинисто-мергелистой пачкой 114–148 см в разрезе R.

Значения естественной остаточной намагниченности NRM и магнитной восприимчивости к широко варьируют в разрезе и также могут использоваться для корреляции. В разрезе М верхи слоев d1, d2, d3 и d4 характеризуются очень низкими значениями NRM и к. Такое же поведение наблюдается в разрезе R для доломитов d2 и d3. Глинисто-мергелистая пачка в разрезе R, которая коррелирует с m2, характеризуется значительными вариациями NRM и к, что очевидно связано с чередованием глин и мергелей в ней. Используя характерные резкие изменения (максимумы и минимумы) к и NRM в разрезах М и R, мы получили кривую корреляции, основанную на магнитных

свойствах пород (рис. 5). Корреляционные кривые, построенные по литологическим признакам и по магнитным свойствам пород, очень схожи. Ясно, что кривая корреляции должна лежать на прямой наклонной линии с отношением, равным 1. Однако в нашем случае это не совсем так, что указывает на локальные различия в скоростях осадконакопления, которые могут достигать 50%.

КОМПОНЕНТЫ NRM

Лабораторные исследования коллекции образцов были выполнены в палеомагнитных лабораториях EOST (Страсбург, Франция) и Лёбенского Университета (Австрия). Все эксперименты по магнетизму горных пород и терморазмагничивание большей части образцов были проведены в EOST. Слабомагнитные образцы (в основном мергели и доломиты) и образцы из переходных интервалов измерялись в лаборатории Лёбенского Университета на трехкомпонентном криогенном магнитометре 2G Enterprise. Для терморазмагничивания использовалась установка MMTD60 с остаточным магнитным полем менее 10 нТл. Для контроля возможных химических изменений во время терморазмагничивания, после каждой степени нагрева с помощью магнитометра Digico измерялась магнитная восприимчивость и ее анизотропия. Значительных изменений в магнитной восприимчивости при нагреве не происходило, только для глин и песчаников после 350°C наблюдается небольшое постепенное падение величины к (рис. 6). Для определений направлений компонент намагниченности по результатам размагничивания использовались диаграммы Зийдервельда с применением методики Киршвинка [Kirschvink, 1980] и алгоритма Кента [Kent et al., 1983].

Если не принимать во внимание наиболее нестабильную часть вязкой компоненты NRM и лабораторную вязкую намагниченность, которая разрушается ниже 100–150°C, можно заключить, что NRM образцов имеет двухкомпонентный состав. Первая компонента обычно разрушается ниже температуры 200–250°C, хотя в некоторых случаях деблокирующая температура T_{ub} для нее доходит до 300–350°C. Обычно эта компонента имеет направление, близкое современному геомагнитному полю. Высокотемпературная компонента, которая в большинстве случаев является характеристической (ChRM) компонентой, выделяется при температурах выше 250–350°C. Эта компонента имеет как прямую, так и обратную полярность. Спектры деблокирующих температур для нее варьируют в широком диапазоне и зависят от литологии пород, их максимумы, находясь в интервалах от 350–400°C (доломиты) до 520–570°C (мергели, глины), доходят до 560–680°C (песчаники) (рис. 7).

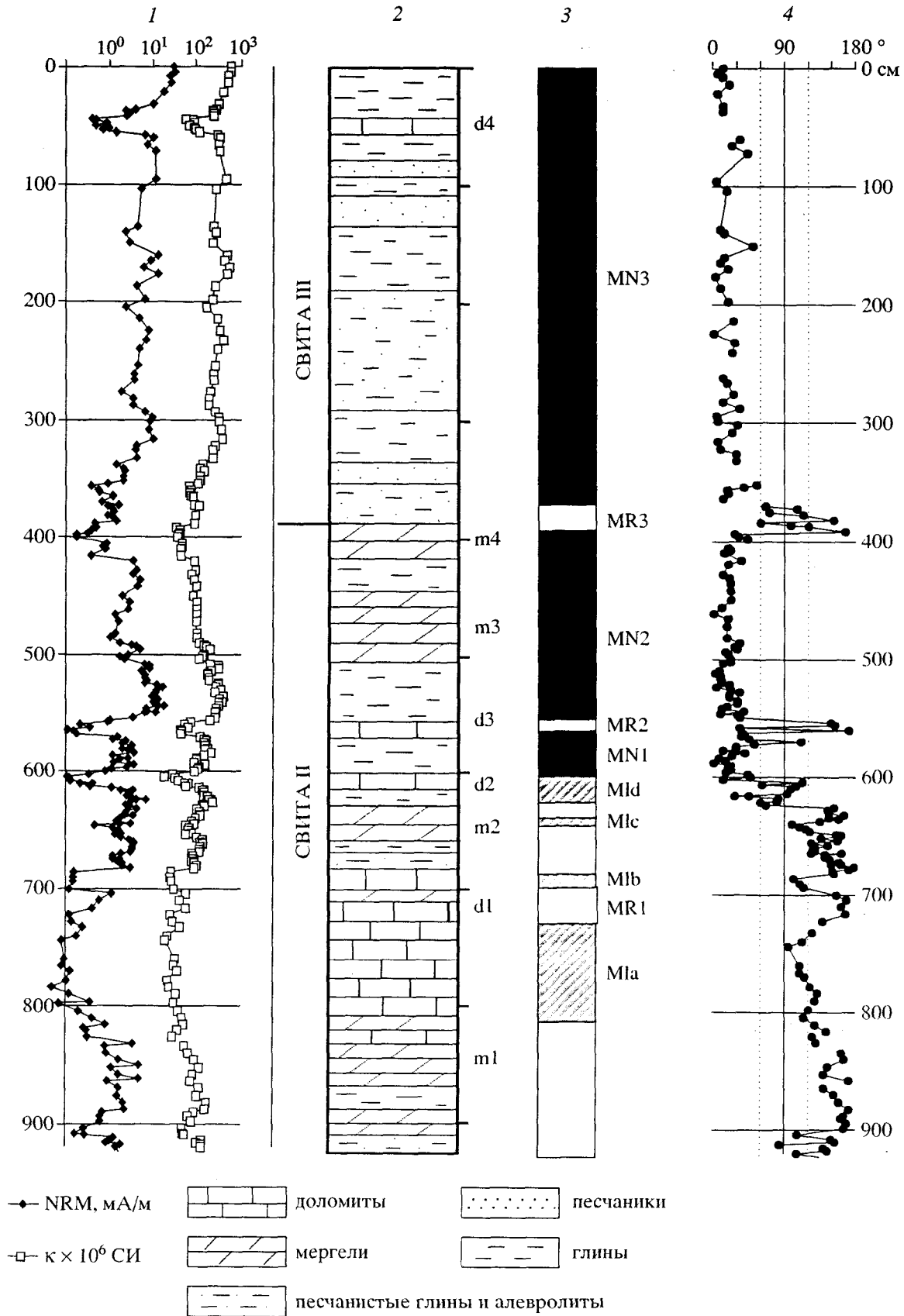


Рис. 3. Монастырский Овраг, разрез М: 1 – NRM и магнитная восприимчивость; 2 – литостратиграфия; 3 – магнитостратиграфия, черное: прямая, белое: обратная полярность, штриховка: промежуточные направления; 4 – угол отклонения от средней оси древней намагниченности; MN3, MR3 и др. – индексы зон и микрозон полярности.

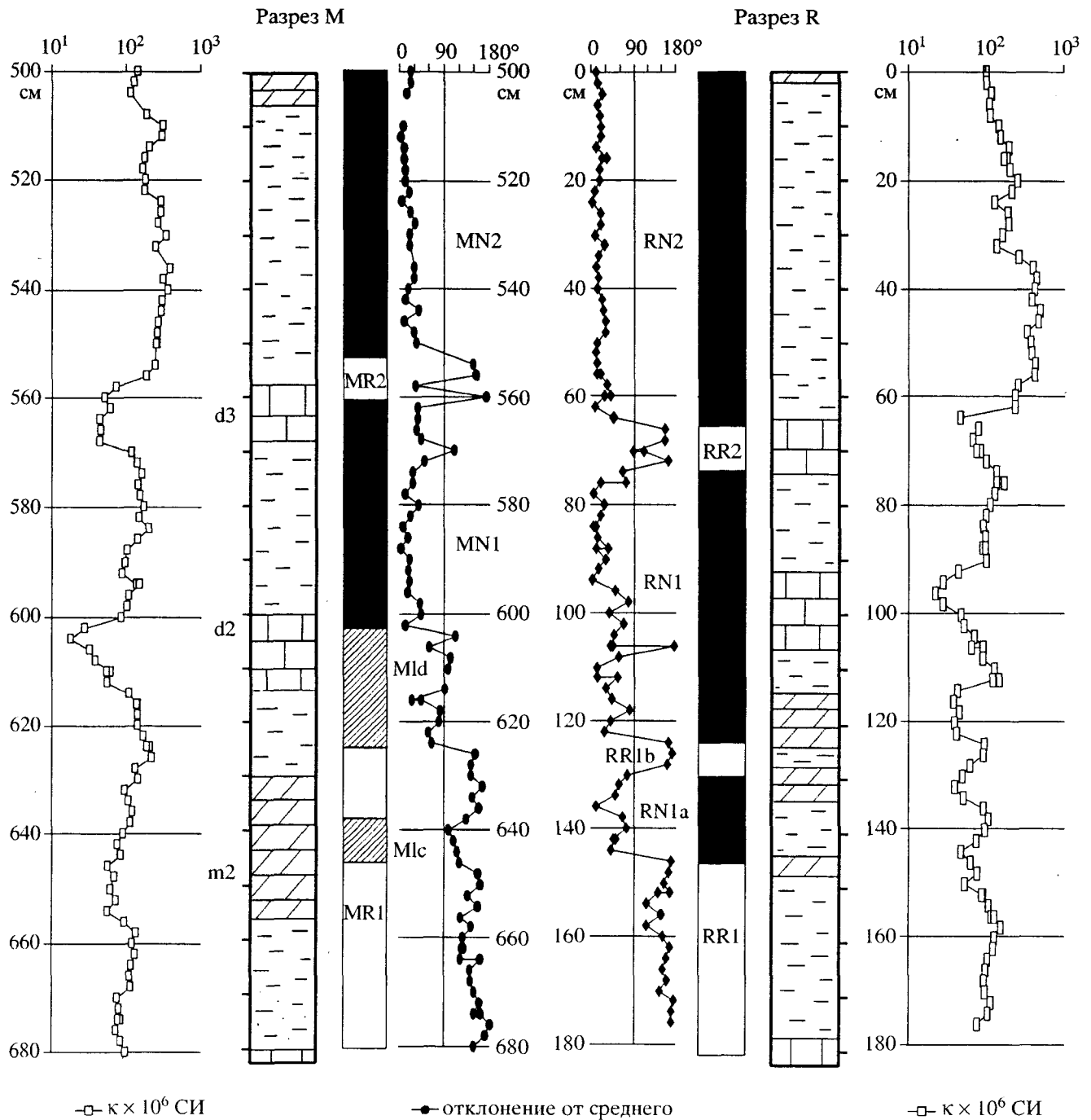


Рис. 4. Монастырский Овраг, разрезы М и R. Сравнение их перекрывающихся частей. Обозначения как на рис. 3.

Несмотря на высокую чувствительность применяемой аппаратуры, выделение характеристических (ChRM) компонент для образцов из некоторых частей разреза (главным образом из доломитовых горизонтов) оказалось затруднительным. Например, доломиты с намагниченностью меньше 0.1 мА/м уже при температуре 300–350°C теряют 80–90% первоначальной величины NRM. Из-за очень малой доли NRM (близкой к шуму),

оставшейся после удаления вязкой и низкотемпературной компонент и большого разброса в направлениях при высоких температурах, выделить ChRM компоненту из сложной NRM часто не удается. Векторы “конечной точки” систематически не достигают полного поворота к направлению ChRM (траектории размагничивания на диаграммах Зийдервельда не идут в начало координат). Случайный разброс делает невозможным выде-

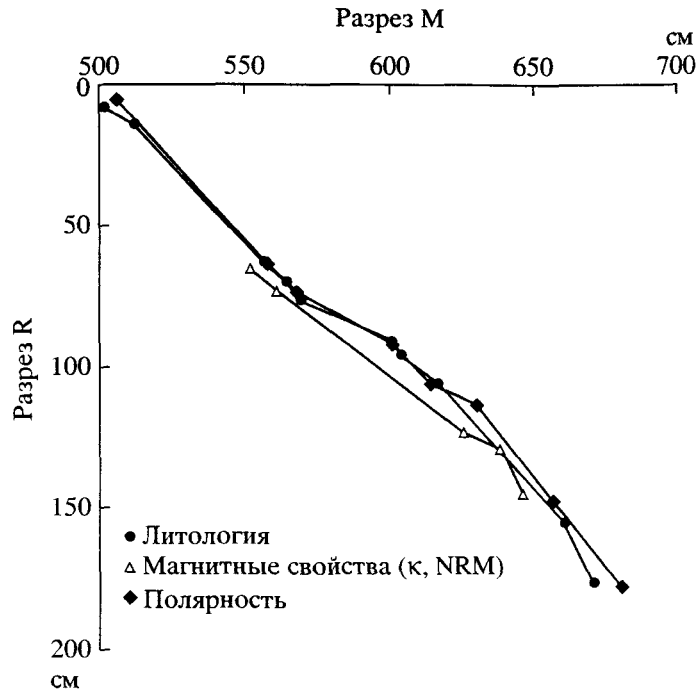


Рис. 5. Корреляция между разрезами М и R. Мощности от начала разреза до характерных уровней в разрезе М (горизонтальная шкала) показаны против мощностей до соответствующих уровней в разрезе R (вертикальная шкала). Характерными считались уровни: литологических изменений (такие как кровля и подошва доломитов и слои мергелей); максимумов, минимумов и резких изменений магнитной восприимчивости и намагниченности и переходов (смены) полярности.

лить “чисто” высокотемпературную компоненту и полученные направления оказываются загрязненными низкотемпературной компонентой. В табл. 1 приведены средние направления выделенной компоненты для разных участков обоих разрезов.

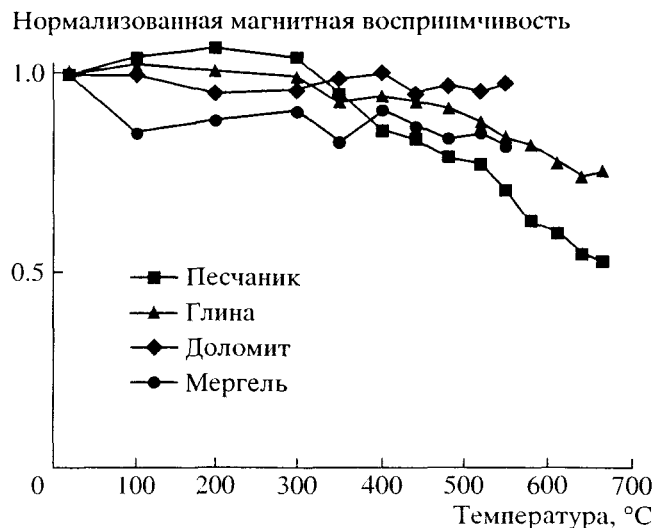


Рис. 6. Изменение магнитной восприимчивости во время ступенчатого терморазмагничивания образцов песчаников, глин, доломитов и мергелей.

Предыдущие исследования некоторых инверсий показали, что изменения геомагнитного поля во время смены полярности могут быть записаны в разных компонентах намагниченности. Эти компоненты не всегда ассоциируются с разными магнитными минералами, например, магнетитом и гематитом [Channell et al., 1982], но и могут быть связаны только с магнетитом [Van Hoof et al., 1991; 1992] или только с гематитом [Tauxe et al., 1980; Суркис и др., 1999]. Для диагностики минералов – носителей намагниченности и изучения возможности оценки относительного возраста связанных с ними компонент намагниченности были привлечены методы магнетизма горных пород.

СООТНОШЕНИЕ NRM–κ

Вариации значений NRM (J_n) и магнитной восприимчивости (κ) по разрезу М показаны на рис. 3. Графики вариаций для них подобны, однако заметно, что в логарифмическом масштабе диапазон изменения для J_n примерно в два раза больше по сравнению с таковым для κ . Заметное понижение намагниченности и магнитной восприимчивости наблюдается для слоев доломитов и части мергелей. Песчаники и глины, наоборот, характеризуются повышенными значениями J_n и κ . На рис. 8 представлена диаграмма, показывающая связь NRM и магнитной восприимчивости

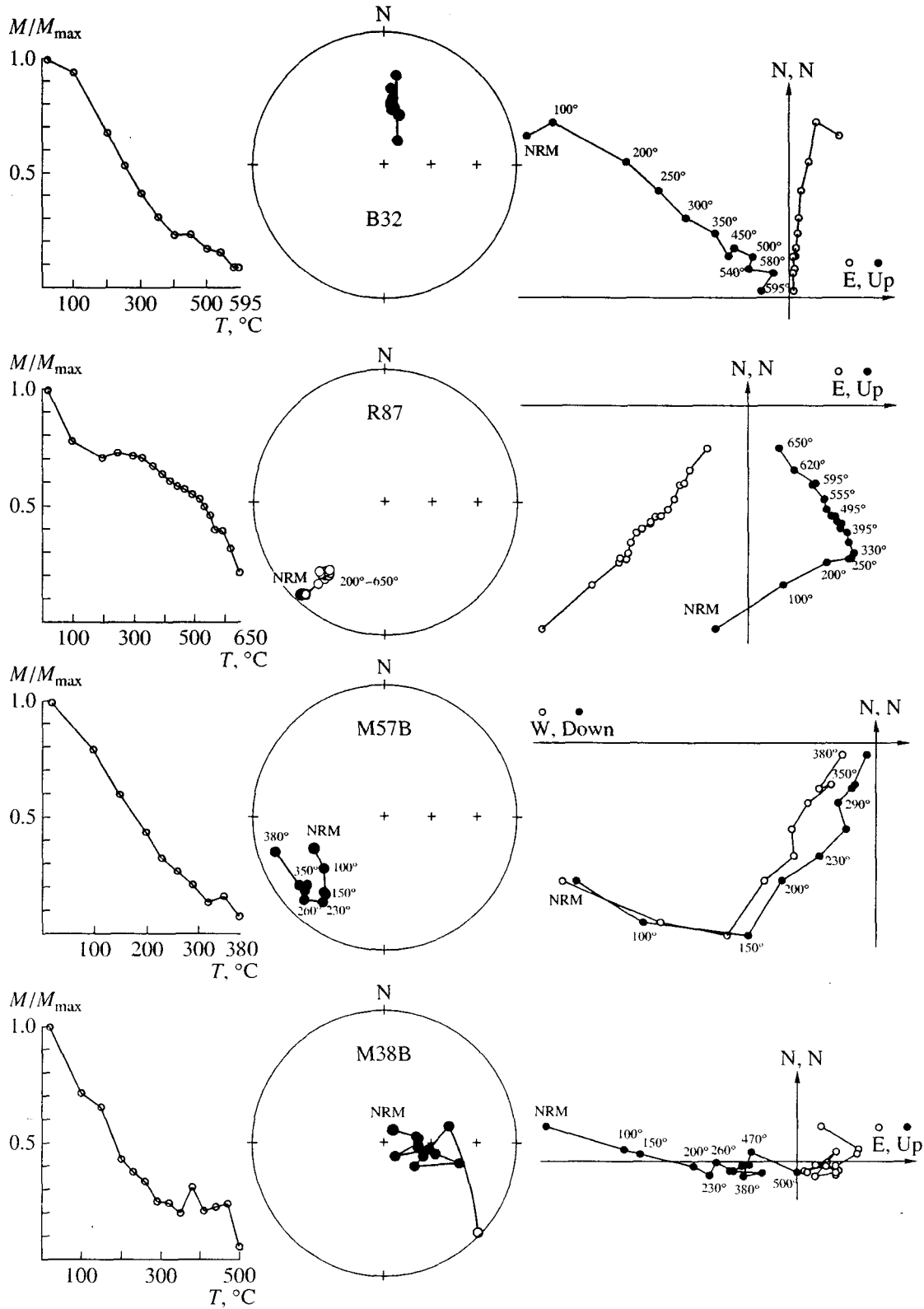


Рис. 7. Примеры графиков терморазмагничивания NRM, стереопроекций и диаграмм Зийдверelda: B32 – Образец глин из верхов разреза М (уровень 14 см) с прямой намагниченностью и высокой деблокирующей температурой; R87 – Образец глин из нижней части разреза R (уровень 172 см) с обратной намагниченностью; M57b – Образец доломитов из разреза М (уровень 604 см) с промежуточным направлением NRM и сравнительно низкой блокирующей температурой; M38b – Образец доломитов из разреза М (уровень 566 см) с хаотическим поведением NRM. На стереограммах: сплошные (контурные) значки – проекции на нижнюю (верхнюю) полусферу; на ортогональных проекциях – на вертикальную (горизонтальную) плоскости соответственно.

Таблица 1. Средние направления характеристической намагниченности и соответствующие им палеомагнитные полюсы

Разрез M	N	D (°)	I (°)	к	α_{95} (°)	Φ , °N	Λ , °E
M ось	216	36	42			50	173
MN все	112	36	53	13.4	4	57.1	164.3
MN3	44	31	48	12.1	6	55.9	175.4
MR3	9	226.5	5.9	6	19.3	-20.6	357.8
MN2	46	31	55	18.2	5	61.2	168.2
MR2	3//4	242	-38	33.1	22	-33.3	329.0
MN1	20//21	56	55	10.1	10	47.5	142.0
MId	11	221	63	7.1	17	15.3	19.8
MIc	4	215	24	9.5	30	-16.4	13.1
MIb	3	194.1	26.8	103.8	12.2	-19.9	34.3
MIa	12	177.0	10	16	11.2	-30	52.3
MR1 без промежуточных направлений	54	217	-21	9.5	6	-37.2	0.9
Разрез R	N	D (°)	I (°)	к	α_{95} (°)	Φ , °N	Λ , °E
R ось	103	34	47			54	172
RN все	69	30	52	11.4	5	59	173
RN2	37	27	47	25.0	5	57	183
RR2	3//5	241	-50	120.0	11	-41	322
RN1	29	19	57	6.2	11	68	184
RR1b	3	234	-30	79.8	14	-34	340
RN1a	9	111	67	7.1	19	29	93
RR1	18	222	-21	9.2	11	-35	355
Все N	181	34	53	12.6	3.1	58	168
MN1 + MN2 + MN3 + RN	4	37	53	97.5	7.1	55	166
Все R	81	220	-23	9.5	5.3	-37	358
MR1 + MR2 + RR1 + RR1b + RR2	5	230	-32	27.4	12.1	-37	344
N + R	262	36	44	8.8	3.1	51	172
	9	45	42	22.9	9.9	45	163
II свита (Burov et al., 1998)	87	223	-41	45.0	2.2	-46	347
III свита [Burov et al., 1998)	208	48	49	32.0	1.7	48	155

Обозначения в левой колонке: первая буква (M или R) – разрез; вторая буква (N, R или I): прямое, обратное или промежуточное направления; для остальных колонок: N – число образцов, D, I – склонение и наклонение среднего вектора ChRM, к – кучность векторов. α_{95} – радиус круга доверия для среднего вектора при $p = 0.95$, Φ , Λ – широта и долгота палеомагнитного или виртуального геомагнитного полюса.

для всех образцов из обоих разрезов. Из диаграммы видно, что средние величины магнитной восприимчивости и намагниченности меняются в зависимости от литологии – доломиты и мергели менее магнитны по сравнению с песчаниками и глинами. Заметно, что значительно перекрывающиеся распределения точек на диаграмме образуют тренд, который в билогарифмической шкале соответствует прямой наклонной линии с тангенсом угла наклона 1.6. Т.е., несмотря на имеющуюся корреляцию между к и NRM, NRM не пропорциональна к.

НОРМАЛЬНАЯ (ИЗОТЕРМИЧЕСКАЯ) НАМАГНИЧЕННОСТЬ IRM

Для определения поля насыщения и остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}), часть образцов, представляющих все литологические разности, намагничивались в постоянном магнитном поле до 0.9 Тл, с последующим разрушением IRM противоположно направленным полем. Оказалось, что глины и песчаники характеризуются магнитомягкими минералами (рис. 9). Полное насыщение для глин наступает уже при 300 мТл с $H_{cr} < 50$ мТл, в

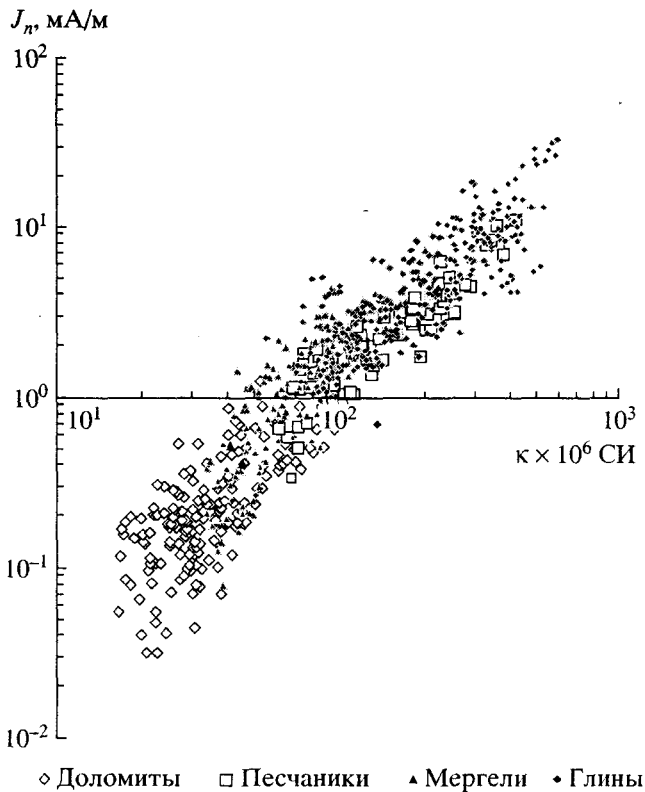


Рис. 8. Корреляция между магнитной восприимчивостью и NRM в билогарифмическом масштабе. Глины и песчаники характеризуются более высокими магнитными свойствами, чем доломиты и мергели, но на диаграмме все значения лежат около прямой, характеризующейся отношением $\lg J_n / \lg k = 1.6$.

то время как для песчаников после быстрого роста IRM до 100 мТл в больших полях продолжается медленное ее повышение. Значения H_{cr} оказались больше 100 мТл. Это указывает на присутствие в песчаниках, как минимум, двух групп магнитных минералов: низко и высококоэрцитивной. IRM

доломитов и мергелей представлена высококоэрцитивными минералами – насыщение для них не наступает до 0.9 Тл, а H_{cr} превышает 250 мТл.

Для того чтобы определить, какие магнитные носители вносят основной вклад в IRM, нами использовалась упрощенная методика [Lowrie, 1990], позволяющая разделить высококоэрцитивные (гематит или гетит) и магнитомягкие (магнетит, пирротин или маггемит) минералы. Образцы, предварительно намагниченные вдоль двух взаимноперпендикулярных осей (полем в 0.9 Тл вдоль оси X и полем 100 мТл вдоль оси Y), были подвергнуты терморазмагничиванию (рис. 10) Эксперимент не обнаружил следов гетита или гематита в мергелях и доломитах. $T_b < 600^\circ\text{C}$ определенно указывает на магнетит, что касается значений $H_{cr} > 100$ мТл и $J_{rs} > 0.9$ Тл, то они характерны для магнетита мелкозернистого. На следы пирротина или маггемита в мергелях и доломитах указывает изгиб на кривых терморазмагничивания при температурах 300–400°C. Два магнитных минерала, наличие которых следовало ожидать по кривым IRM насыщения, легко распознаются в песчаниках и по их блокирующим температурам: магнетит с $T_b < 600^\circ\text{C}$ и гематит с $T_b > 670^\circ\text{C}$. Наличие гематита в глинах не столь очевидно, так как значения $H_{cr} < 50$ мТл и поля насыщения 300 мТл указывает на магнетит, в то же время монотонный спад намагниченности от 100 до 690°C свидетельствует о присутствии некоторого количества гематита.

ИДЕАЛЬНАЯ (БЕЗГИСТЕРЕЗИСНАЯ) НАМАГНИЧЕННОСТЬ ARM

Ступенчатое терморазмагничивание или размагничивание переменным полем части образцов (образцы выбирались так, чтобы охватить все литологические разности, представленные в разрезе), в которых предварительно была создана ARM, показало, что главным фактором, контро-

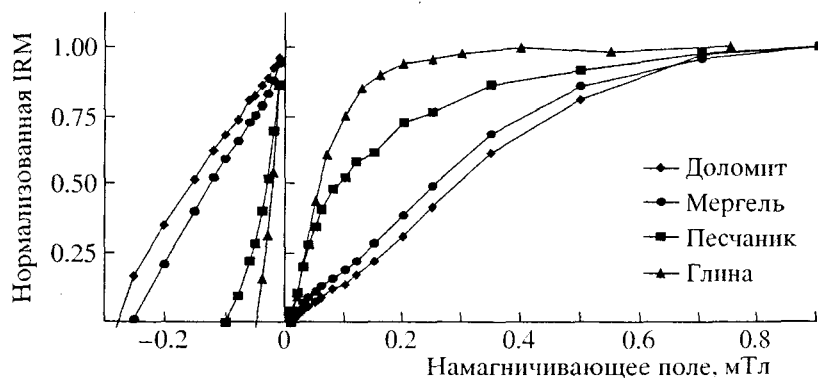


Рис. 9. Кривые IRM-H для выбранных образцов доломита, мергеля, песчаника и глины. Глины и песчаники быстрее насыщаются и характеризуются меньшей H_{cr} по сравнению с доломитами и мергелями.

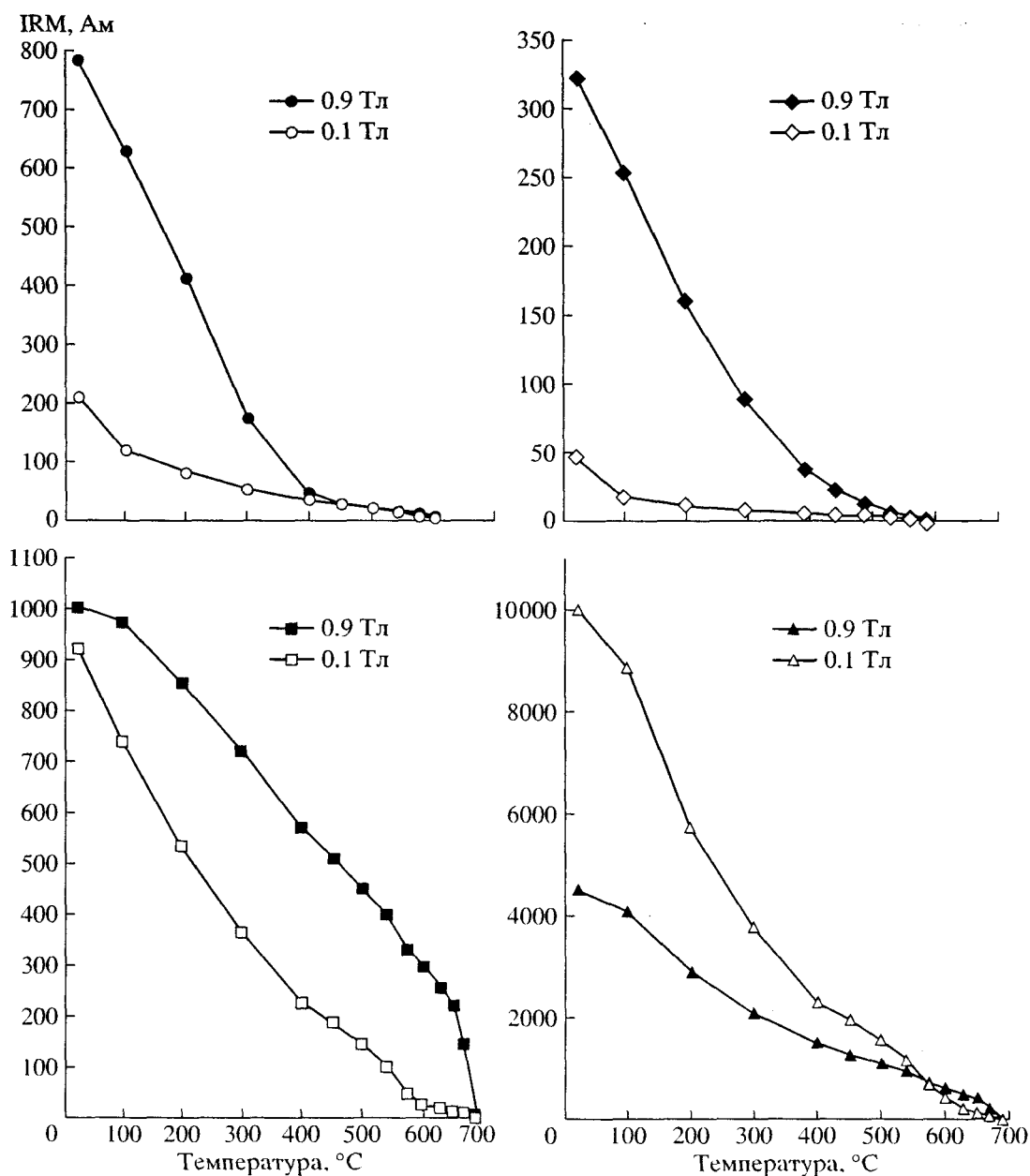


Рис. 10. Терморазмагничивание образцов доломитов, мергелей, песчаников и глин с двухкомпонентной IRM. Образцы были предварительно намагничены постоянным магнитным полем 0.9 Тл вдоль оси X и полем 0.1 Тл вдоль оси Y.

лирующим величину ARM, является литологическая характеристика пород. Наименее магнитными оказались доломиты, в то время как глины характеризуются наибольшей намагниченностью. Распределение точек величин ARM против NRM на билогарифмической диаграмме образует узкое облако вдоль наклонной прямой с отношением 0.8, что близко к 1 (рис. 11). Мы сравнивали эффект термического воздействия на NRM, IRM и ARM близких образцов (дублей или близкорасположенных в разрезе). В среднем, NRM и IRM имеют одинаковую стабильность по отношению

к нагревам, в то время как ARM оказалась значительно более жесткой (рис. 12). И наоборот, NRM оказалась более стабильной по отношению к переменному полю, чем IRM и ARM. Терморазмагничивание образцов мергелей и доломитов подтверждает, что 580°C для их ARM является главной деблокирующей температурой, и следовательно основным носителем также является магнетит, судя по кривым ARM-T, мелкозернистый. Гематит и более грубозернистые фракции магнетита характеризуют NRM глин и песчаников.

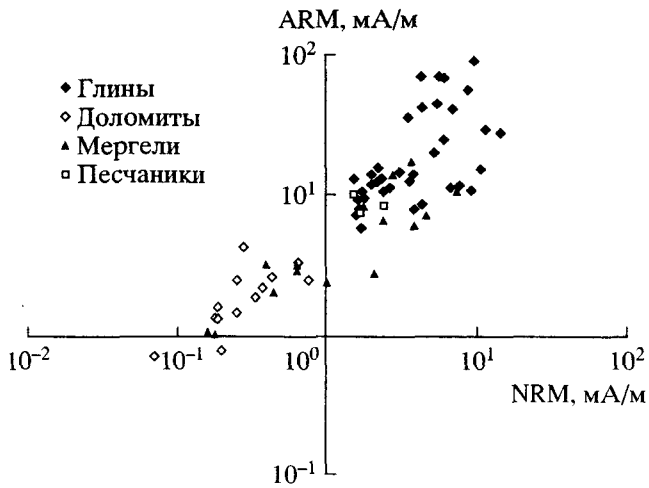


Рис. 11. Диаграмма ARM – NRM в билогарифмическом масштабе.

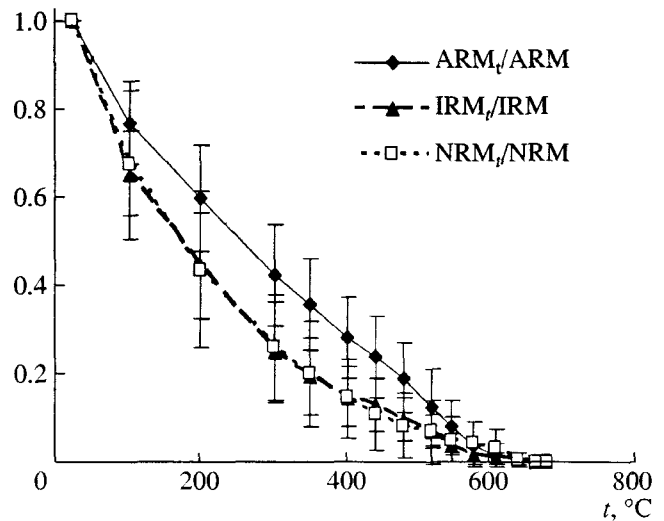


Рис. 12. Сравнение температурных воздействий на NRM, IRM and ARM.

ЗАПИСЬ ГЕОМАГНИТНОЙ ИНВЕРСИИ

Граница гиперзон Киама и Иллаварра пересечена двумя разрезами М и R. Компоненты характеристической намагниченности имеют прямые, обратные и промежуточные направления (рис. 13). Средняя ось для распределения ChRM по разрезу М, подсчитанная с применением статистики Бингама [Bingham, 1974], имеет направление $D = 36^\circ$, $I = 42^\circ$. Мы считали направления прямыми, когда отклонение от оси (в пространстве) было меньше 60° , обратными при угле, большем 120° и промежуточными при угле отклонения, заключающемся между этими двумя значениями (рис. 3 и рис. 4). За исключением отдельных образцов, разрез М представлен зоной обратной полярности ниже уровня 625 см и магнитозоной прямой полярности выше уровня 605 см. Зона обратной полярности (MR1) прерывается несколькими микрозонами с промежуточными направлениями, мощностью от 2 до 10 см: M1a на уровне 820–725 см, M1b на 690 см и M1c на уровне 645 см. В верхней зоне прямой полярности в нижней ее части выделяются две микрозоны обратной полярности: MR3 (на уровне 390 см), которая коррелирует с мергелями слоя m4 и MR2 (около 555 см), сразу над доломитами слоя d3. Все образцы из доломитов d3 (за исключением одного обратнонамагниченного образца из кровли слоя) характеризуются прямой намагниченностью. Доломиты d2 и прослой глин между d2 и мергелями m1 показывают промежуточные направления, образуя M1d.

В разрезе R отобрано всего 2 м мощности, которые по литологии уверенно коррелируют с толщиной от доломитов d1 до мергелей m3 в разрезе М. Прослеживается также хорошая корреляция палеомагнитных характеристик в этих двух разре-

зах. Обратнонамагниченные доломиты на уровне 65 см – зона RR2 – соответствуют зоне MR2 в разрезе М. Ниже в разрезе R доломиты d2 характеризуются прямой намагниченностью и только несколько образцов показывают промежуточные направления. Еще ниже между 124–145 см уверенно выделяются две зоны – обратной RR1b и прямой RN1a полярности. Мы коррелируем низ зоны M1d с верхами RR1b и M1c с зоной RN1a, что наилучшим образом отвечает корреляции по литологическим признакам и магнитным свойствам пород (рис. 3 – рис. 5).

Средние по магнитозонам направления ChRM-намагниченности в разрезах М и R приведены в табл. 1 и рис. 13. Там же, для сравнения, приведены направления ChRM и соответствующие им палеомагнитные полюсы для всей свиты II [Burov et al., 1998]. Значимые отличия средних направлений для разрезов М и R от таковых для всего разреза татарского яруса и для свиты II могут указывать на то, что в обоих разрезах М и R ощущается влияние “промежуточных” направлений ChRM, отражающих транзитное геомагнитное поле.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Положение границы Киама–Иллаварра

Очевидно, что магнитостратиграфические характеристики разрезов М и R очень схожи между собой, но все же не идентичны, хотя расстояние между разрезами составляет всего 300 м. Для сравнения средних направлений намагниченности в табл. 2 приведены угловые расстояния γ между ними и соответствующие им значения критических углов γ_c по McFadden, McElhinny [1990]. Также при-

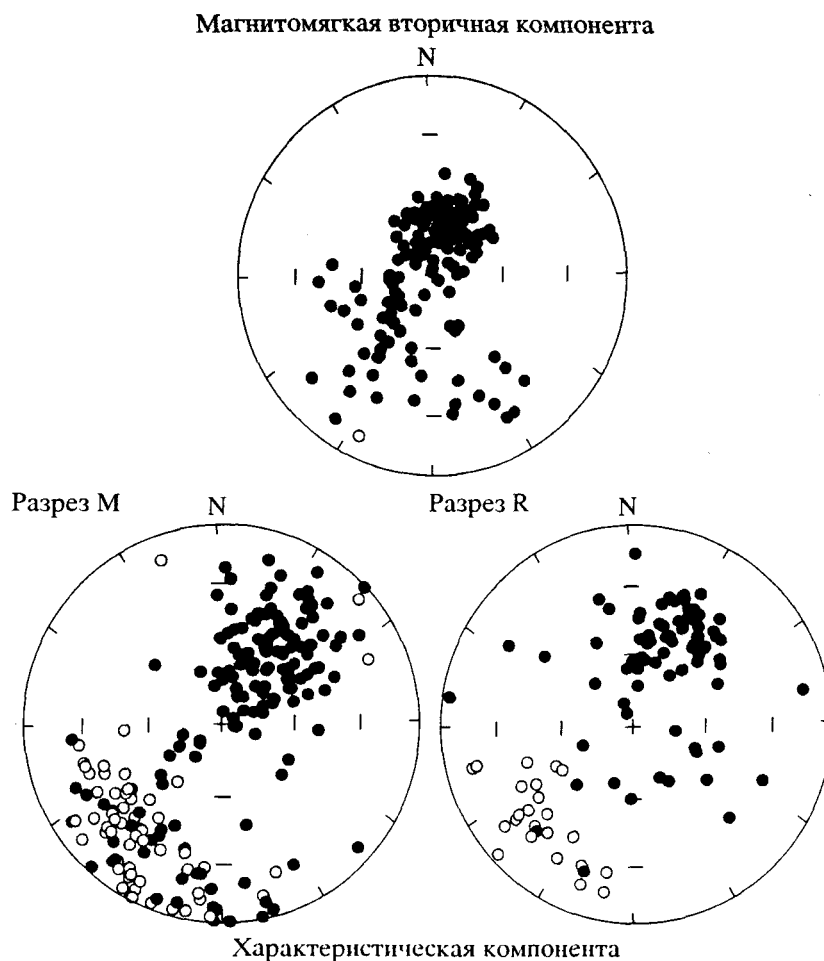


Рис. 13. Стереогаммы магнитомягкой компоненты образцов из разреза М и распределение направлений характеристической компоненты разрезов М и R. Черные значки – положительные наклонения, белые – отрицательные наклонения.

ведены угловые расстояния между прямыми и обратными направлениями после приведения их к одной полярности.

Соответствующие части двух разрезов показывают близкие средние направления ChRM, угловое расстояние между ними в основном меньше критических углов γ для них. Иной результат дает сравнение прямых и обратных средних направлений (табл. 2). Они не антиподальны, тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] для них отрицателен.

Положение некоторых зон полярности, да и само их наличие, весьма вероятно связано с литологическими изменениями по разрезу. Особенно это заметно в случае с зоной MR3 (разрез М), которая начинается сразу выше слоя мергелей m4. Доломиты из слоя d3 показывают прямую полярность в разрезе М с обратными направлениями сразу выше и ниже его кровли. Однако доломиты из соответственного уровня в разрезе R характеризуются обратной намагниченностью (рис. 3 и

рис. 4). Это снова ставит вопрос о зависимости намагничивания и перемагничивания от литологии. Видимо, большинство образцов сохранили первичную намагниченность, но почти так же много образцов оказались полностью или частично перемагничены более поздним полем прямой полярности. Поскольку последующее перемагничивание смещает границы магнитозон вниз, следует полагать, что верхняя граница гиперзоны обратной полярности Киама в разрезе М находится выше уровня 604 см. Может быть даже существенно выше и достигать микрозон R2 или даже R3, соответственно на 50 см или на 240 см выше. Корректность такого выбора границы гиперхроннов подтверждается тем, что именно кровля зоны переменной полярности (NR-зоны на рис. 1), там, где эта зона обнаружена, занимает одно и то же стратиграфическое положение в разрезах татарского яруса региона [Храмов и др., 1974; Молостовский, 1983; Burov et al., 1998].

Продолжительность хронов полярности

Принимая приведенную выше оценку скорости осадконакопления около 3.5 см/тыс. лет, получим, что в двухсантиметровом образце осредняется геомагнитное поле за время как минимум 600 лет. Учитывая, что десятисантиметровый слой соответствует 3000 годам и метровый 30000 годам, найдем, что интервал между кратковременными зонами R3 и R1 составляет около 70000 лет. Считается, что продолжительность экскурсов геомагнитного поля обычно составляет несколько сотен лет. Длительность процесса инверсии геомагнитного поля оценивается от тысячи до 8 тысяч лет [Гурарий, 1988; Merrill and McFadden, 1999; Гурарий и др., 2002], а продолжительность коротких магнитохронов, подобных установленным для неогена – в десятки тысяч лет. Учитывая это, мы не можем исключать, что интервалы прямой намагниченности N1 или N2 представляют действительно зоны прямой полярности, в то время как длительность R2 и R3 кажется слишком малой. Однако, следует отметить, что наложение почти синхронной осадку постседиментационной ориентационной или/и химической раннедиагенетической намагниченности может существенно сокращать или полностью стирать запись кратковременных событий в поведении геомагнитного поля, и тогда “кратковременные” зоны R2 и R3 на самом деле оказываются лишь фрагментами верхней части зоны R1, избежавшими перемагничивания в эпоху N3.

Интервалы с промежуточными направлениями ChRM

Несмотря на эти особенности палеомагнитной записи, показывающие широкое развитие древнего (позднепермского) перемагничивания, различная устойчивость к этому процессу разных по литологии пород оставляет надежду обнаружить фрагменты записи транзитного геомагнитного поля. Узкие “транзитные зоны” и интервалы с промежуточными направлениями ChRM, отмеченные в разрезах, являются очевидными кандидатами на такие фрагменты. Некоторые транзитные зоны полярности, выявленные в изученных разрезах, оказались очень узкими и представлены всего 1 или 2 уровнями. Это относится к следующим переходам: R3/N2, N2/R2, R2/N1 в разрезе M и N2/R2, N1/R1b, N1a/R1 в разрезе R. Переходы для них очень “острые”, происходят часто между двумя последовательными уровнями или внутри одного из них. Сравнительно широкие транзитные зоны соотносятся только с зонами с промежуточными направлениями в разрезе M: N3/R3 (3 уровня), M1d (11 уровней), M1c (4 уровня) и M1b (3 уровня).

Таблица 2. Сравнение палеомагнитных направлений

Части разрезов	γ (°)	γ_c (°)	Согласие
Параллельные части			
M и R оси	5.2	–	хорошее
MN и RN все	3.8	6.3	хорошее
MN2 и RN2	8.3	7.0	слабое
MR2 и RR2	10.3	20.7	хорошее
MR1 и RR1	4.7	13.3	хорошее
Прямые и обратные			
MN1 и RR1	35.0	15.8	плохое
MN все и MR1	32.0	7.2	плохое
RN все и RR1	32.4	12.0	плохое
N все и R все (по штуфам)	30.3	5.8	плохое
N все и R все (по интервалам)	23.0	16.1	плохое

Промежуточные направления не сравнивались. γ – угол между палеомагнитными направлениями, γ_c – критический угол с вероятностью 95%.

Из-за широкого развития перемагничивания, и следовательно, наличия интервалов разной продолжительности между отложением осадка и формированием древней NRM-компоненты, нет возможности проследить во времени сам процесс инверсий. Несмотря на это, некоторые особенности этого процесса могут быть выявлены.

Сравнение прямых и обратных направлений показало, что они не антиподальны. Угловое отклонение от “антиподальности” составляет 32°, что много больше суммы углов доверия (табл. 2). Это можно объяснить двумя причинами или одной из них: а) неполным разделением вторичной современной прямой и первичной намагниченностей, что в большей степени сказалось на компоненте обратной полярности; б) влиянием постоянной недипольной составляющей позднепермского геомагнитного поля.

Можно предположить, что для значительного количества образцов не удалось отделить первичную компоненту от вторичной компоненты прямой полярности, близкой современному полю центрального осевого диполя ($D = 0^\circ$, $I = 71^\circ$). Это вызвало смещение средних направлений в сторону более высоких наклонений для компонент прямой и в сторону низких для компонент обратной полярности.

Действительно, палеомагнитные полюсы для зон прямой и обратной полярности, также как и суммарные средние полюсы по разрезам, лежат практически на одном и том же современном меридиане $\lambda = 345^\circ - 165^\circ$ (табл. 1), чего и требует предположение о современном частичном перемагничивании пород. Однако, средние виртуальные геомагнитные полюсы VGP для интервалов с

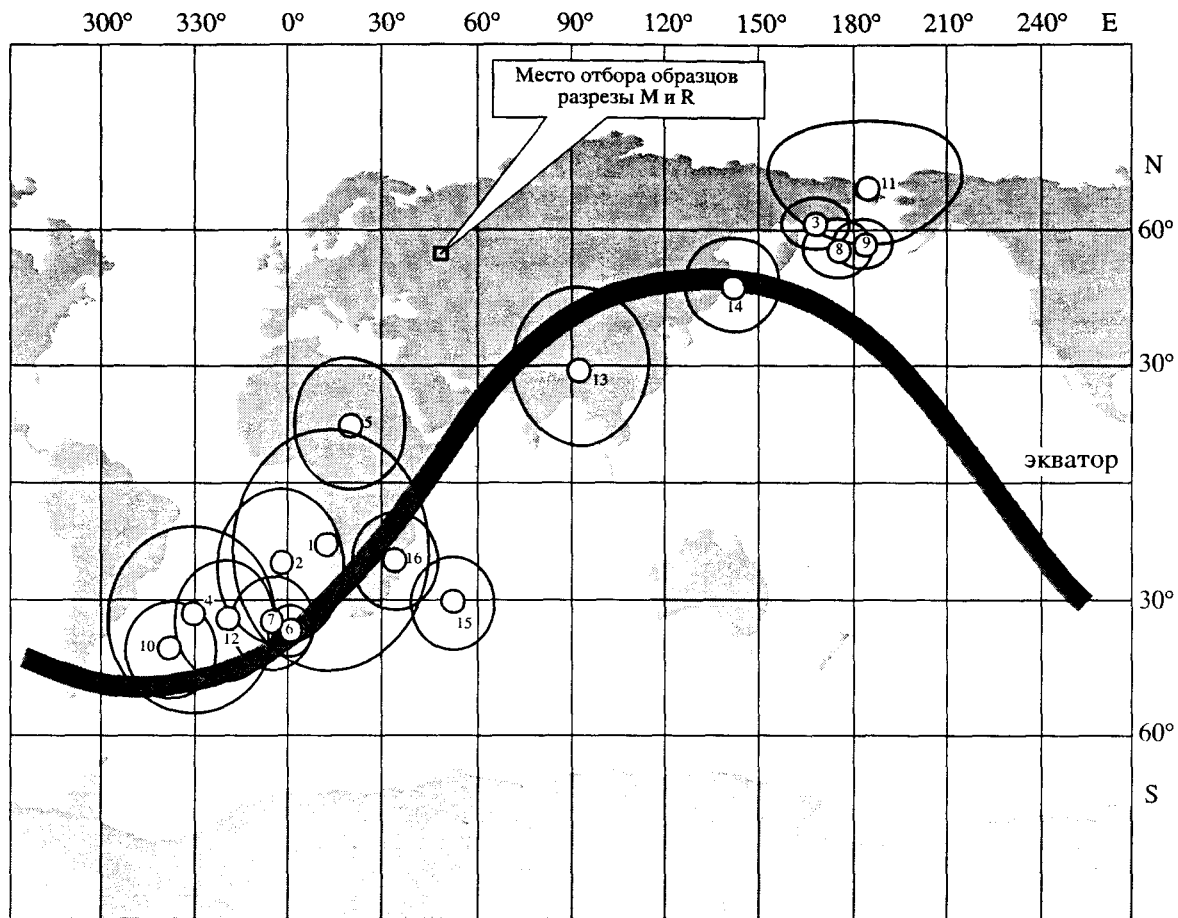


Рис. 14. Виртуальные геомагнитные полюсы для разных частей разрезов М и R (координаты полюсов и радиусы их кругов доверия даны в табл. 1) и дуга большого круга, аппроксимирующая их распределение.

промежуточными направлениями ChRM лежат вдоль большого круга, не проходящего ни через точку наблюдения, ни через современный полюс (рис. 14). Этот большой круг не пересекает и послепермскую часть траектории миграции палеомагнитного полюса для Восточно-Европейской плиты, что исключает образование транзитных VGP путем наложения послепермских компонент NRM. Остается предположить, что такое распределение VGP (рис. 14) обусловлено наличием несевых составляющих древнего геомагнитного поля, проходящих "сквозь" инверсию Киама-Иллаварра.

Механизм возникновения такого пояса транзитных полюсов был предложен [Van Hoof et al., 1991; 1992]. Этот механизм базируется на эффекте сглаживания из-за "расползания" во времени процессов намагничивания, который усиливает неантиподальность средних N- и R-полюсов при записи инверсий. Принимая такую интерпретацию, можно заключить, что позднепермское геомагнитное поле непосредственно перед и сразу после инверсий включало в себя экваториальный диполь и секториальные гармоники низкого по-

рядка. Возможно, эти гармоники доминировали и во время некоторых инверсий. Так же как и для многих молодых инверсий [Петрова и др., 1992], выявленные особенности позднепермского транзитного поля согласуются с моделью стационарного недипольного поля, включающего секториальные гармоники [Hillhouse, 1976], и не согласуется с "flowing" моделью поля с зональными гармониками [Hoffman, 1977], которая требует, чтобы дорожка VGP проходила через точку наблюдения или ее антипод.

Палеонапряженность

Определение палеонапряженности геомагнитного поля по осадочным породам всегда является трудной задачей – одной из самых трудных в палеомагнитологии. Намагниченность осадка пропорциональна количеству магнитных минералов, представленных в нем и напряженности намагничивающего поля, но так же в большой степени зависит от природы и размера зерен магнитных минералов. Предполагая, что последние два ограничения единообразны в осадках, при определении

палеонапряженности необходимо применение некоторых нормализующих факторов, полученных для всех уровней в разрезе: NRM/k , NRJ/IRM , NRM/ARM . По осадочным породам можно определить только относительное значение палеонапряженности. Магнитная восприимчивость k - наиболее легкий параметр для измерения, но, как было показано, в нашем случае NRM и k не пропорциональны, а связаны приблизительно зависимостью $NRM \propto k^{1-6}$ (рис. 8). Более того, фигуративные точки на диаграмме рис. 8 для разных пород занимают свои области, с заметно разными углами наклона, что, видимо, обусловлено различиями в носителях NRM . Все другие параметры, такие как IRM насыщения, ARM также рассматривались неоднократно.

Переходные зоны обычно сопровождаются относительным уменьшением NRM (или ее нормализованного значения), которое может продолжаться дольше, чем изменение направлений [Гурарий, 1988; Hoffman, 1979; Khramov and Rodionov, 1980; Родионов, 1969]. Имеются сильные аргументы, чтобы использовать ARM как меру "способности" породы приобретать NRM . Более того, были установлены критерии возможности определения палеонапряженности [Таихе, 1993] по осадочным породам. Эти критерии требуют: единообразия гранулометрического состава, одинаковых концентраций и состава зерен магнитных минералов и отсутствия корреляции между отношением NRM/ARM и другими магнитными параметрами. Последнее ограничение: носителем NRM должен быть магнетит с размером зерен в пределах от 1 до 15 микрон. Для пород татарского яруса Средне-Волжского региона магнитные эксперименты показали очень широкие пределы величин поля насыщения, J_s , IRM и точек Кюри, что указывает на то, что перечисленные выше критерии не выполняются. Колонка литологии и магнитных параметров (рис. 3) показывает, что все вариации этих параметров контролируются литологическими факторами. Вычисление нормализованных значений NRM для тех пластов, для которых выполняются указанные выше критерии, в данном случае не даст устойчивого решения из-за малого числа таких пластов. Таким образом, в настоящее время каких-либо достоверных данных об изменении палеонапряженности по изученному разрезу получить не удастся. Возможно, решение этой задачи следует искать в использовании значений $ChRM$ вместо NRM , а в качестве нормализующих величин - частей ARM , выделенных в тех же интервалах температур, что и $ChRM$, а также ферромагнитных частей k вместо ее полных значений. Однако и в этом случае такой анализ придется вести раздельно для разных литологии пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Инверсия Киама-Иллаварра записана в осадочных породах позднеатарского возраста с заметным запаздыванием. Время запаздывания зависит от литологии и меняется по разрезу. Поэтому проследить последовательные изменения геомагнитного поля во время инверсии в нашем случае оказалось невозможным. Однако, были выявлены не связанные со временем характеристики геомагнитного поля во время инверсии Киама-Иллаварра.

2. Рассчитанные по выделенным в разрезе Монастырское $ChRM$ компонентам транзитные виртуальные геомагнитные полюсы распределяются вдоль палеомеридиана, не проходящего через точку отбора и лежат в стороне от траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов в послепермское время. Эти особенности исключают возможность влияния мезозойского перемагничивания и не согласуются с "flowing" моделью транзитного поля с зональными гармониками.

3. Распределение транзитных геомагнитных полюсов отвечает модели, согласно которой в геомагнитное поле в течение и/или непосредственно перед и сразу после инверсии Киама-Иллаварра заметный вклад вносил стационарный экваториальный диполь и (или) секториальные гармониками низкого порядка. Эта особенность подобна установленной недавно для раннепалеозойских инверсий, что может указывать на некую долгоживущую (или повторяющуюся) особенность генерации геомагнитного поля.

4. Реальная инверсия Киама-Иллаварра имела место не ранее, чем закончилось осадконакопление последних обратномагнитных отложений в NR -зоне переменной полярности.

5. Детальное исследование записей инверсий в осадочных толщах является очень эффективным инструментом для того, чтобы расшифровать историю образования NRM в осадочных породах различных типов.

Главными целями дальнейших исследований поведения геомагнитного поля около инверсии Киама-Иллаварра должно быть подтверждение и уточнение его "вневременных" характеристик, полученных здесь и выявление характерных особенностей процесса инверсии. Для этого необходимо проведение детальных палеомагнитных исследований и изучение магнетизма горных пород в разновозрастных разрезах и такое же детальное исследование разрезов, охватывающих возможно более широкие временные интервалы, включающие инверсию Киама-Иллаварра.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность доктору Х. Мауричу (H. Mauritsch, Leoben Univer-

sity, Austria), который любезно предоставил возможность провести палеомагнитные измерения в его лаборатории. Мы также выражаем признательность профессору Б.В. Бурову (Казанский Университет) за консультации и помощь в организации полевых работ, Е.В. Шемякину и Н.Е. Кузьминой за активное участие в отборе коллекции образцов и Р.Дж. Енкину (R.J. Enkin, Canadian Geol. Survey) за предоставление возможности использовать его компьютерные программы. Критические замечания и конструктивные предложения Г.З. Гурария (ГИНРАН) и анонимного рецензента с благодарностью приняты при составлении окончательной редакции статьи.

Эти работы были проведены по проекту ИНТАС, грант 94-3036, и поддержаны Национальным Центром Научных Исследований (Франция) - (Centre National de la Recherche Scientifique (France), UMR 7516), а также грантом РФФИ № 01-05-64315.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воронин В.П., Буров Б.В., Петров П.П.* Некоторые результаты палеомагнитных исследований верхнепермских отложений близ д. Монастырка, Тат. АССР. Аппаратура, методика и интерпретация геофизических наблюдений. Вып. 5 / Под ред. Воронина В.П. Казань. 1971. С. 104-108.
- Воронин В.П., Петров П.П.* Палеомагнитная характеристика и магнитные свойства верхнепермских отложений района г. Теттоши на р. Волге. Аппаратура, методика, интерпретация геофизических исследований / Под ред. Яковлева Г.Е. Казань. 1987. С. 42-51.
- Буров Б.В.* Отдельные детали пермских инверсий. Методика палеомагнитного изучения красноцветов / Под ред. Воронина В.П. Казань. 1979. С. 92-102.
- Буров Б.В., Воронин В.П.* Палеомагнитная зона Иллаварра в отложениях верхней перми и нижнего триаса Среднего Поволжья. Материалы по стратиграфии верхней перми на территории СССР / Под ред. Бурова Б.В. Казань. 1977. С. 25-52.
- Буров Б.В., Комиссарова Р.А., Слауципайс И.П., Храмов А.Н.* Геомагнитные инверсии на рубеже палеозоя и мезозоя. Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит / Под ред. Храмова А.Н. Л. 1977. С. 13-26.
- Буров Б.В., Нургалеев Д.К., Хеллер Ф.* Проблемы палеомагнитной корреляции верхнепермских отложений стратотипа и морских образований Тетиса. Пермские отложения республики Татарстан. Материалы республиканской пермской геологической конференции / Под ред. Шевелева А.И. Казань. 1996. С. 93-99.
- Гужиков А.Ю., Молоствовский Э.А., Назаров Х., Фомин В.А., Барабашкин Е.Ю., Копеевич Л.Ф.* Магнито-стратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. 2003. № 9. С. 31-44.
- Гурарий Г.З.* Геомагнитное поле во время инверсий в кайнозое. М.: Наука. 1988. 207 с.
- Гурарий Г.З., Багин В.И., Гарбузенко А.В., Назаров Х., Трубихин В.М.* Стационарное геомагнитное поле хрона Матугама и субхрона Харамильо (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2000. № 1. С. 33-49.
- Гурарий Г.З., Гарбузенко А.В., Назаров Х., Трубихин В.М.* Геомагнитное поле во время инверсии Ранняя Харамильо (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2002. № 7. С. 72-83.
- Давыдов В.И., Храмов А.Н.* Палеомагнетизм верхнего карбона и нижней перми Карачатыра (Ю. Фергана) и проблемы корреляции разрезов гиперзоны Киама. Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР / Под ред. Храмова А.Н. Л. 1991. С. 44-53.
- Диденко А.Н.* Стомиллионнолетние вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // Физика Земли. 1998. № 5. С. 3-10.
- Жарков И.Я.* Проблема палеомагнитной зональности опорных разрезов татарского яруса центральных и восточных районов Русской плиты. Дне.... канд. геол.-мин. наук. Казань: Казанский гос. ун-т. 1996. 158 с.
- Игнатъев В.И.* Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань. 1976. 256 с.
- Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Родионов В.П., Писаревский С.А., Попов В.В.* Геомагнитные инверсии в раннем палеозое. 2-Несинхронная запись среднеордовикских инверсий в разрезе Березовская, юг Сибирской платформы // Физика Земли. 1999. № 1. С. 28-37.
- Комиссарова Р.А., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н.* Геомагнитные инверсии, записанные в разрезе позднепермской катавской свиты Южного Урала // Физика Земли. 1997. № 2. С. 60-68.
- Молоствовский Э.А.* Палеомагнитные данные по стратиграфии верхней перми и триаса восточных районов Русской платформы и Предуральяского прогиба. Материалы VIII конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. II / Под ред. Петровой Г.Н. Киев. 1970. С. 98-101/
- Молоствовский Э.А.* Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса востока Европейской части СССР. Саратов. 1983. 165 с.
- Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А.* Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М. 1992. 175с.
- Печерский Д.М., Ршетняк М.Ю., Соколов Д.Д.* Бифрактальная природа шкалы геомагнитной полярности за 1700 млн. лет // Геомагнетизм и аэрономия. 1997. Т. 37. № 5. С. 95-101.
- Ршетняк М.Ю., Павлов В.Э.* О различных режимах генерации геомагнитного поля за последние 165 млн. лет // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 5. С. 683-686.
- Родионов В.П.* О характере изменения первичной намагниченности в переходных слоях верхнего кембрия и ордовика. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм / Под ред. Петровой Г.Н. М. 1969. С. 162-165.
- Родионов В.П., Осипова Э.П.* Региональная палеомагнитная шкала нижнего палеозоя Сибирской платформы. Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы / Под ред. Кокоулина М.Л., Рудавской В.А. Л. 1985. С. 65-76.
- Родионов В.П., Павлов В.Э., Галле И.* Магнитополярная структура разреза стратотипа киренско-кудринского и чертовского горизонтов среднего ордовика (верхнее течение р. Лены, выше Киренска) - к пробле-

- ме ордовикского геомагнитного гиперхрона // Физика Земли. 2001. № 6. С. 67-71.
- Родионов В.П., Храмов А.Н., Писаревский С.А., Попов В.В., Иосифиди А.Г.* Геомагнитные инверсии в раннем палеозое. 1- Позднекембрийская инверсия, записанная в разрезе Ичера, юг Сибирской платформы // Физика Земли. 1998. № 12. С. 50-59.
- Сементовский Ю.В.* Материалы к характеристике верхней перми районов рек Волга и Кама (литологическое описание обнажений). Казань: ВНИИГеолНеруд. 1979. 28 с.
- Суркис Ю.Ф., Вестфаль М., Родионов В.П., Храмов А.Н., Гуревич Е.Л.* Геомагнитные инверсии в раннем палеозое. 3- Инверсии, записанные в красноцветных породах нижнего ордовика Сибири, разрез Мандра // Физика Земли. 1999. № 4. С. 1-12.
- Форш Н.Н.* О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных. Палеомагнитные стратиграфические исследования / Под ред. Храмова А.Н. Л. 1963. С. 175-211.
- Храмов А.Н.* Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы. Палеомагнитные стратиграфические исследования / Под ред. Храмова А.Н. Л. 1963. С. 145-174.
- Храмов А.Н.* Компоненты естественной остаточной намагниченности осадочных пород и их значение для магнитостратиграфии. Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР / Под ред. Храмова А.Н. Л. 1986. С. 85-86.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра. 1974. 238 с.
- Bingham C.* An antipodally symmetric distribution on the sphere // Ann. Stat. 1974. V. 2. P. 1201-1225.
- Burov B.V., Zharkov I.Ya., Nurgaliev O.K., Balabanov Yu.P., Borisov P.S., Yasonov P.G.* Magnetostratigraphic characteristics of Upper Permian sections in the Volga and Kama areas. Stratotypes and reference sections of the Upper Permian on the regions of the Volga and Kama rivers / Eds. Esuulova et al. Moscow. 1998. P. 236-263.
- Channell J.E.T., Freeman R., Heller F., Lowrie W.* Timing of diagenetic hematite growths in red pelagic limestones from Gubbio (Italy) // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. № 58. P. 198-201.
- Eide E.A., Torxvik T.H.* Paleozoic supercontinental assembly, mantle flushing, and a genesis of the Kiaman Superchron // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. № 144. P. 389-402.
- Embleton B.J.J., McElhinny M.W., Ma X.H., Zhang Z.K., Li Z.L.* Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: The type section near Taiyuan, Shanxi Province, North China // Geophys. J. Int. 1996. V. 126. P. 382-388.
- Gullet Y., Pavlov V.E.* Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-West Siberia): constants on geomagnetic reversal frequency during the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. P. 95-105.
- Gialanelli P.R., Heller F., Haag M., Nurgaliev D., Borisov A., Burov B.V., Yasonov P.G., Khasanov D., Ibragimov S.* Late Permian magnetostratigraphy on the eastern part of the Russian platform // Geolosi en Mijnbouw. 1997. V. 76. P. 145-154.
- Gradstein P.M., Agterberg P.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J., Huang Z.* A Triassic and Cretaceous time scale. Geochronology, time scale and global stratigraphic correlation / Eds. Berggen W.A. et al. Oklahoma. USA. 1995. P. 109-118.
- Gubbins D.* Geomagnetic polarity reversals: a connection with secular variation and core-mantle interaction? // Reviews of Geophysics. 1994. V. 32. № 1. P. 61-83.
- Haag M., Heller F.* Late Permian to early Triassic magnetostratigraphy // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. vT 107. P. 42-54.
- Heller F., Chen H., Dobson J., Haag M.* Permian-Triassic magnetostratigraphy, new results from South China // Phys. Earth Planet Inter. 1995. V. 89. P. 281-295.
- Hoffman K.A.* Behavior of the geodynamo during reversal: a phenomenological model // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. P. 7-17.
- Hillhouse J., Cox A.* Brunhes-Matuyama polarity transition // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 29. P. 51-64.
- Irving E., Parry J.G.* The magnetism of some Permian rocks from New South Wales // Geophys. J. Roy. Astro. Soc. 1963. V. 7. P. 395-411.
- Kent J.T., Briden J.C., Mardia K.W.* Linear and planar structure in ordered multivariate data as applied to progressive demagnetization of palaeomagnetic remanence // Geophys. J. Roy. Astro. Soc. 1983. V. 75. P. 593-624.
- Khramov A.M.* Paleomagnetology. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag. 1987. 308p. "
- Khramov A.N., Rodumov V.P.* The geomagnetic field during Palaeozoic time // J. Geomagn. Geoelectr. 1980. V. 32. Supl. III. P. 99-115.
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astro. Soc. 1980. V. 62. P. 699-718.
- Kosterov A.A., Perrin M.* Paleomagnetism of the Lesotho basalt. Southern Africa // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 139. P. 63-78.
- Lowrie W.* Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17. P. 159-162.
- Mary C., Courtillot V.* A three-dimensional representation of geomagnetic reversal records // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 22461-22475.
- McElhinny M.W., Me Fadden P.L.* Paleomagnetism. Continents and Oceans. San Diego, London: Acad. Press. 2000. 386 p.
- McElhinny M.W., Merrill R.T.* History of Earth's magnetic field and possible connections to core-mantle boundary processes // Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 317-316.
- Me Fadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in paleomagnetism // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 87. P. 161-172
- Menning M.* A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. Permian of the Northern Continents / Eds. Scholle P., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin: 1995. V. 1. P. 77-79.
- Mennini M.A.* The Permian Illavarra reversal SE-Australia as global correlation marker versus Ar ages and palynological correlation. Contributions to Geology and palaeontology of Gondwana / Eds. Weiss R.H. Coloune. 2001. P. 325-332.