

УДК 550.3

МЕТАХРОННОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ ОРДОВИКСКИХ ПОРОД ОПОРНОГО РАЗРЕЗА Р. МОЙЕРО (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ

© 2022 г. В. Э. Павлов^{1, *}, Д. В. Рудько¹, С. А. Фурсова¹, Т. Э. Багдасарян¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: pavlov.ifz@gmail.com

Поступила в редакцию 18.02.2022 г.

После доработки 14.04.2022 г.

Принята к публикации 18.04.2022 г.

Исследование метакхронной пермо-триасовой компоненты намагниченности, широко распространенной в ордовикских отложениях долины р. Мойеро, показывает высокую кучность распределения ее средних направлений, определенных для разных обнажений, разнесенных между собой на десятки километров. Рассчитанный по этой компоненте параметр S_b , отражающий амплитуду геомагнитных вариаций, записанных метакхронной компонентой, оказывается существенно ниже ожидаемых значений; при этом полюс, рассчитанный по среднему палеомагнитному направлению, заметно и статистически значимо отличается от хорошо известного пермо-триасового полюса Сибирской платформы [Pavlov et al., 2019]. Эти данные определенно указывают на то, что формирование метакхронной компоненты проходило в течение времени, недостаточного для осреднения вековых вариаций. Опираясь на анализ, выполненный в работе [Konstantinov et al., 2015], мы оцениваем длительность формирования метакхронной компоненты временем порядка нескольких сотен лет. Сравнение петромагнитных свойств перемагнитненных и неперемагнитненных пород обнаруживает их некоторое слабое различие как по коэрцитивным, так и по термомагнитным параметрам. Однако насколько закономерным является это различие можно будет определить только при анализе значительно больших по объему коллекций из разных регионов. Предложена гипотеза, объясняющая, почему одни красноцветные породы сохраняют древнюю намагниченность, а другие — полностью или частично перемагнитнены. Представлены данные, которые скорее поддерживают эту гипотезу, однако ее корректное тестирование требует постановки дальнейших исследований.

Ключевые слова: метакхронное перемагнитчивание, ордовикские отложения, пермо-триасовая компонента.

DOI: 10.31857/S0002333722060102

ВВЕДЕНИЕ

Многолетняя практика палеомагнитных исследований показывает, что значительные объемы осадочных пород на всех континентах содержат древнюю остаточную намагниченность, сформировавшуюся много позже времени формирования этих пород. Такую намагниченность принято называть метакхронной [Храмов и др., 1982], в отличие от первичной намагниченности, возникающей во время формирования пород и от современной намагниченности, образующейся в большинстве пород под действием современного (позднекайнозойского) магнитного поля в процессе вязкого перемагнитывания или вторичных изменений. Последние, обычно, связаны с выходом пород на поверхность или в приповерхностную зону.

Породы, несущие метакхронную компоненту, обычно называются перемагнитненными, хотя,

строго говоря, перемагнитывание подразумевает повсеместное присутствие в породах исходной первичной намагниченности — утверждение, справедливость которого не всегда очевидна. Тем не менее, для удобства изложения и с учетом сделанной оговорки, ниже мы будем употреблять этот термин, говоря о метакхронной намагниченности.

Палеомагнитная информация, получаемая по перемагнитненным породам, часто рассматривается как надежный источник для расчета палеомагнитных полюсов, которые, в свою очередь, широко используются для построения палеогеографических и палеотектонических реконструкций, для датирования различных геологических событий, для решения других многочисленных проблем наук о Земле (см., напр. [Torsvik, Andersen, 2002; Rowan, Roberts, 2005; Tomezzoli et al., 2006; Powerman et al., 2013; Павлов и др., 2022]).

Однако надежность такой информации сильно зависит от ряда обстоятельств, среди которых

одним из наиболее важных является степень осреднения вековых геомагнитных вариаций в палеомагнитной записи перемагниченных пород. Последнее напрямую связано с длительностью интервала времени, в течение которого происходила палеомагнитная запись. Если этот процесс длится достаточно долго (по крайней мере, несколько тысяч лет), тогда вековые геомагнитные вариации в значительной степени осредняются. В этом случае, соответствующий полюс может рассматриваться как действительно палеомагнитный и, следовательно, как пригодный для его использования в палеогеографических и палеотектонических реконструкциях и др. Напротив, полюс, рассчитанный из палеомагнитной записи, формирование которой длилось быстрее, может не осреднять в себе вековые вариации и значительно отличаться от истинного палеомагнитного полюса. Такой полюс не может быть использован для решения названных проблем.

Широко принято и кажется интуитивно очевидным мнение о том, что региональное перемагничивание, т.е. перемагничивание, захватывающее значительные территории площадью сотни—тысячи квадратных километров и более, формируется в течение довольно длительного времени достаточного для осреднения вековых вариаций. Главная цель настоящей работы состояла в том, чтобы получить ограничения на длительность формирования региональной метакронной намагниченности в нижнепалеозойских осадочных породах долины р. Мойеро (север Сибирской платформы) и на данном примере проверить универсальность этого мнения. При этом мы ставили перед собой также задачу сравнения свойств (главным образом, петромагнитных) перемагниченных и неперемагниченных пород с целью выяснения возможности использования этих свойств для распознавания метакронной и/или первичной компонент намагниченностей в тех многочисленных случаях, когда это является не тривиальной задачей.

Представленные ниже результаты указывают, в частности, на то, что метакронная компонента намагниченности может формироваться в течение времени, недостаточном для осреднения вековых геомагнитных вариаций. Следовательно, палеомагнитную запись, полученную по перемагниченным породам, необходимо с крайней осторожностью использовать для расчета палеомагнитных полюсов и их последующей интерпретации.

ГЕОЛОГИЯ

Опорный разрез р. Мойеро, расположен на севере Сибирской платформы к юго-западу от Анабарского поднятия (рис. 1) и, с точки зрения полноты геологической летописи, является одним из лучших ордовикских разрезов Северной Евразии.

Суммарная мощность ордовикских осадочных пород здесь составляет несколько сот метров, они имеют преимущественно карбонатно-терригенный состав, их выходы прослеживаются на площади в несколько тысяч квадратных километров. Залегание пород практически горизонтальное, со слабым падением в западном—юго-западном направлении, редко превышающем 2° – 3° . Породы разреза очень хорошо обнажены в высоких обрывах, которые протягиваются на многие десятки километров вдоль долины реки Мойеро. Биостратиграфические данные, основанные на изучении кондонтов и макрофауны, показывают, что ордовикский разрез р. Мойеро содержит в себе одиннадцать региональных горизонтов (регио-ярусов) из тринадцати, идентифицированных на территории Сибирской платформы [Мягкова и др., 1977]. Разрез содержит в себе интрузивные тела пермо-триасовых траппов, преимущественно силлов и даек, плотность распределения которых вдоль долины реки Мойеро неравномерна: на некоторых интервалах долины их выходы довольно редки и малочисленны, на отдельных участках долины они образуют достаточно протяженные (первые километры) массивы, формирующие каньоны.

ОТБОР ОБРАЗЦОВ И МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для данного исследования были взяты из палеомагнитных коллекций, отобранных в рамках полевых работ, выполнявшихся в течение ряда лет с целью получения детальной магнито-стратиграфической характеристики опорного разреза ордовика долины р. Мойеро. В ходе этих работ нами была опробована серия обнажений верхнекембрийских, нижне-, средне- и верхнеордовикских пород, расположенных по обоим бортам долины реки Мойеро на протяжении от Первого Мойероканского порога (район устья р. Хаастыыр) до устья р. Делингдэ (рис. 1).

Пробы для палеомагнитного анализа отбирались в виде блоков, размером достаточным для выпиливания из них 1–2 образцов кубической формы с ребром 2 см. Остатки образцов, оставшиеся при распиловке, были использованы для выполнения петромагнитных исследований, для изготовления шлифов и аншлифов, для проведения химических анализов.

Отобранные образцы прошли лабораторную обработку в рамках стандартной палеомагнитной процедуры [Храмов и др., 1982; Butler, 1998; Tauxe, 2010] в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (Центр коллективного пользования “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ РАН) с использованием всего необходимого, отвечающего современным требованиям лабораторного оборудования (<http://paleomag-ifz.ru/ru/equipment>).

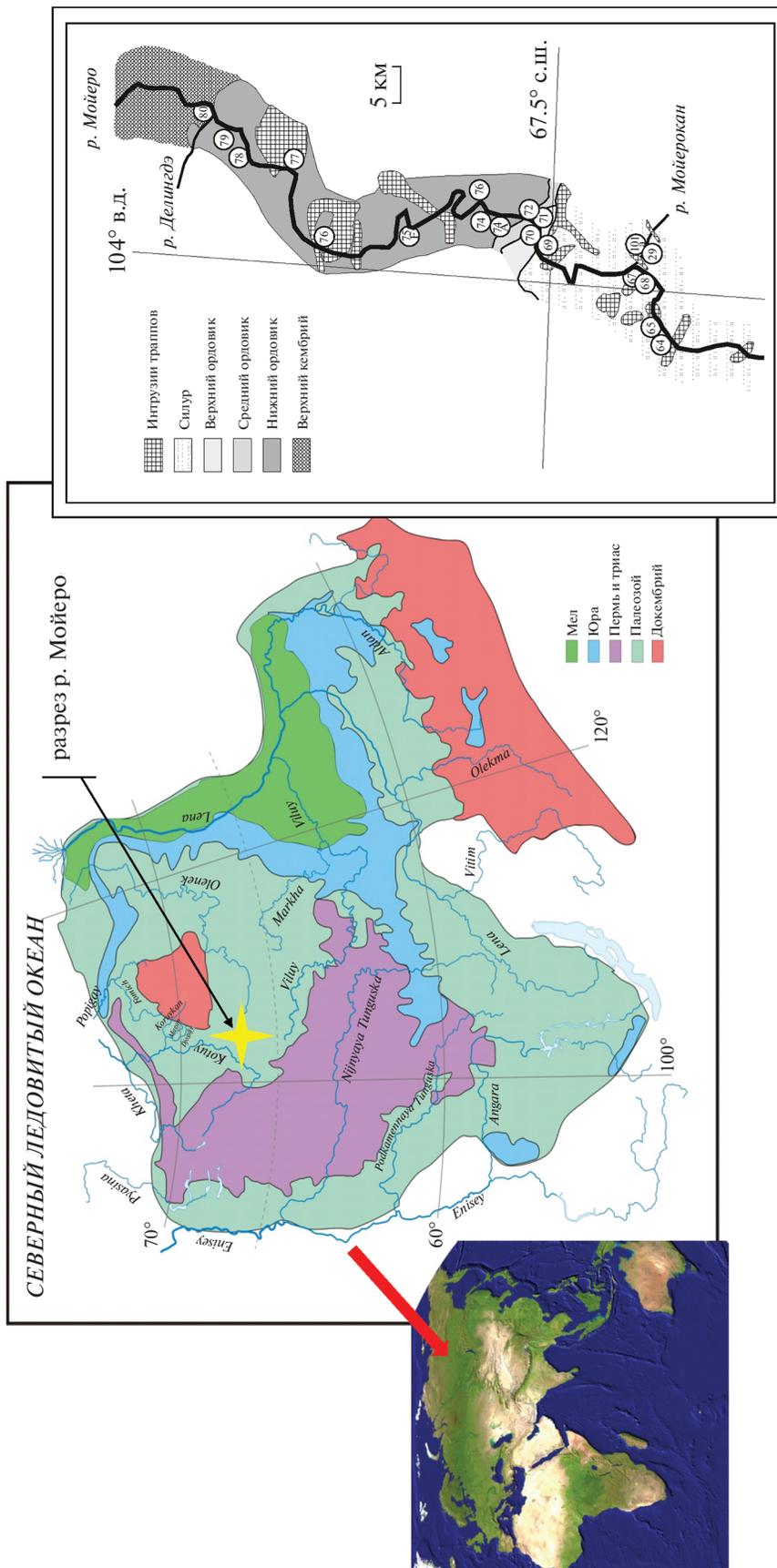


Рис. 1. Географическое положение долины р. Мойеро, геологическая схема Сибирской платформы с отмеченным положением изученного разреза, геологическая схема долины р. Мойеро. Последняя сделана на основе схемы из работы [Мягкова и др., 1963]. Кружки с цифро-буквенными индексами отмечают положение соответствующих обнажений в долине р. Мойеро.

Магнитная чистка выполнялась с использованием термомомагнетайзера TD80 (производство Magnetic Measurements Ltd., Великобритания) в специальной комнате, экранированной от внешнего магнитного поля; измерения остаточной намагниченности производились в этой же комнате на криогенном магнитометре производства 2GEnterprise (США). Всего, в зависимости от характера палеомагнитной записи, выполнялось от 12 до 18 шагов чистки вплоть до температур, отвечающих точке Кюри гематита.

Петромагнитные и магнитоминералогические исследования проводились на комплексе аппаратуры, включающем вибромагнитометр PMC MicroMag 3900 (Lake Shore Cryotronics, США), термомомагнитометр конструкции Ю.К. Виноградова (ГО “Борок”), каппаметр MFK1-FA с термоприставкой CS3 (AGICO, Чехия).

Для изучения элементного состава использовался портативный рентгенофлуоресцентный (XRF) анализатор Olympus Vanta M, определение содержания двух- и трехвалентного железа выполнялось в Химической лаборатории ЦКП ГИН РАН, шлифы и аншлифы изучались оптическом поляризационном микроскопе Olympus BX53M и на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA II.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Хотя значительная (преимущественно красноцветная) часть ордовикских пород разреза р. Мойеро содержит первичную палеомагнитную запись, имеются также многочисленные слои, полностью или частично перемагниченные пермо-триасовыми траппами [Гуревич, 1984; Gallet, Pavlov, 1996]. При этом, перемагниченные породы встречаются как в непосредственной близости от трапповых тел, так и на значительном (более нескольких километров) удалении от них. Примеры палеомагнитной записи в таких породах приведены на рис. 2. Образцы 350, 375, 498 дают примеры частичного перемагничивания: здесь мы видим присутствие трапповой компоненты намагниченности, разрушающейся в широком диапазоне температур от 100 до 650°C, и первичной характеристической компоненты с максимальными разблокирующими температурами 650–680°C. Отметим, что спектр разблокирующих температур первичной намагниченности часто значительно перекрывается со спектром разблокирующих температур наложенной пермо-триасовой компоненты. Образцы 26 и 212 на рис. 2 представляют случаи полного пермо-триасового перемагничивания. Как видно из этих рисунков, максимальные разблокирующие температуры пермо-триасовой компоненты могут меняться от 450 до 680°C.

На рис. 3 показано распределение средних направлений пермо-триасовой компоненты для каждого из тринадцати изученных обнажений ордовика, расположенных вдоль долины р. Мойеро на протяжении нескольких десятков километров от района устья р. Мойерокан до устья р. Делингдэ. Как видно из рис. 3 и табл. 1 все эти средние направления с очень высокой ($k > 500$) кучностью ложатся на стереограмме в непосредственной близости от направления, полученного ранее по пермо-триасовым интрузиям долины р. Мойеро [Pavlov et al., 2007].

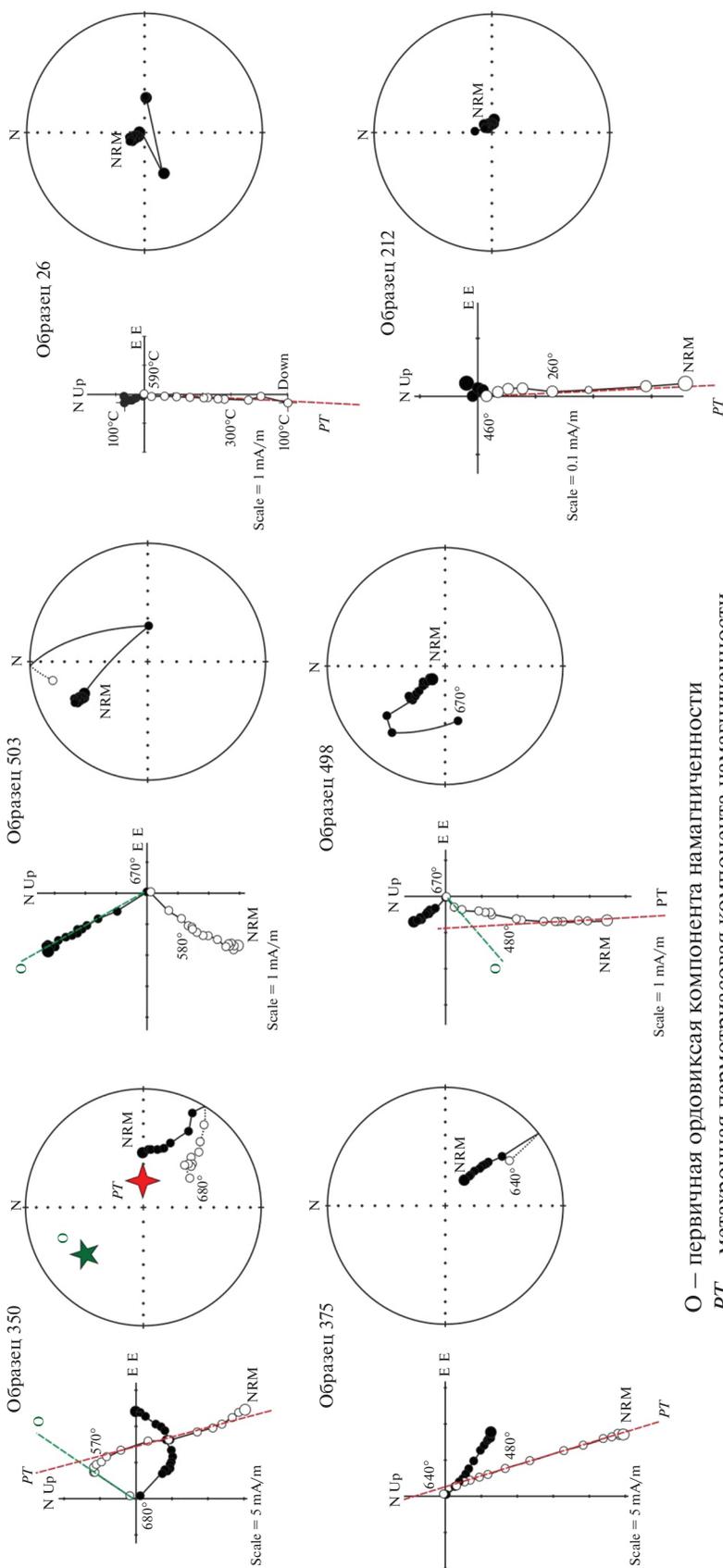
Полученные данные позволяют рассчитать разброс виртуальных полюсов (параметр S_b) — используемый обычно как мера вековых геомагнитных вариаций, записанных в породах (см., например, [Biggin et al., 2008]). Как было показано в работе [Pavlov et al., 2019], амплитуда вековых вариаций вблизи границы перми и триаса была приблизительно того же порядка, что и в позднем кайнозое. Если так, то рассчитанный параметр S_b , в случае достаточного осреднения вековых вариаций в исследуемых породах, должен был бы быть примерно той же величины, что и для геомагнитных вековых вариаций на близких широтах в позднем кайнозое. Следовательно, для палеошироты долины реки Мойеро 65° N (полученной, исходя из хорошо известного [Pavlov et al., 2019] пермо-триасового палеомагнитного полюса Сибирской платформы), величина S_b должна была бы составлять 18°–19°.

Однако рассчитанное значение (см. рис. 4) значительно меньше и составляет всего 7.2° при 95%-ом доверительном интервале 5.2°–9.1°. Этот факт указывает на то, что вековые геомагнитные вариации либо не усреднены, либо, напротив, усреднены уже на уровне отдельных обнажений. Но в последнем случае, полюс, рассчитанный по метакхронной компоненте долины р. Мойеро, должен совпадать с пермо-триасовым палеомагнитным полюсом Сибирской платформы.

Сравнение этих полюсов показывает обратное: полюсы заметно и статистически значимо отличаются друг от друга. Из этого факта определенно следует, что рассматриваемая метакхронная компонента не усредняет вековые вариации и длительность ее формирования была значительно меньше, чем необходимо для такого осреднения (не менее нескольких тысяч лет).

КАК БЫСТРО ОБРАЗОВАЛАСЬ МЕТАХРОННАЯ КОМПОНЕНТА?

Разброс палеомагнитных направлений может быть использован для оценки примерной длительности формирования намагниченности. Согласно анализу, выполненному в работе [Konstantinov et al., 2014], в зависимости от длины интерва-



O — первичная ордовикская компонента намагниченности
 PT — метакризовая пермтриасовая компонента намагниченности

Рис. 2. Примеры частично перемагнитенных (обр. 350, 375, 498), перемагнитенных (обр. 503) и полностью перемагнитенных (обр. 26, 212) образцов.

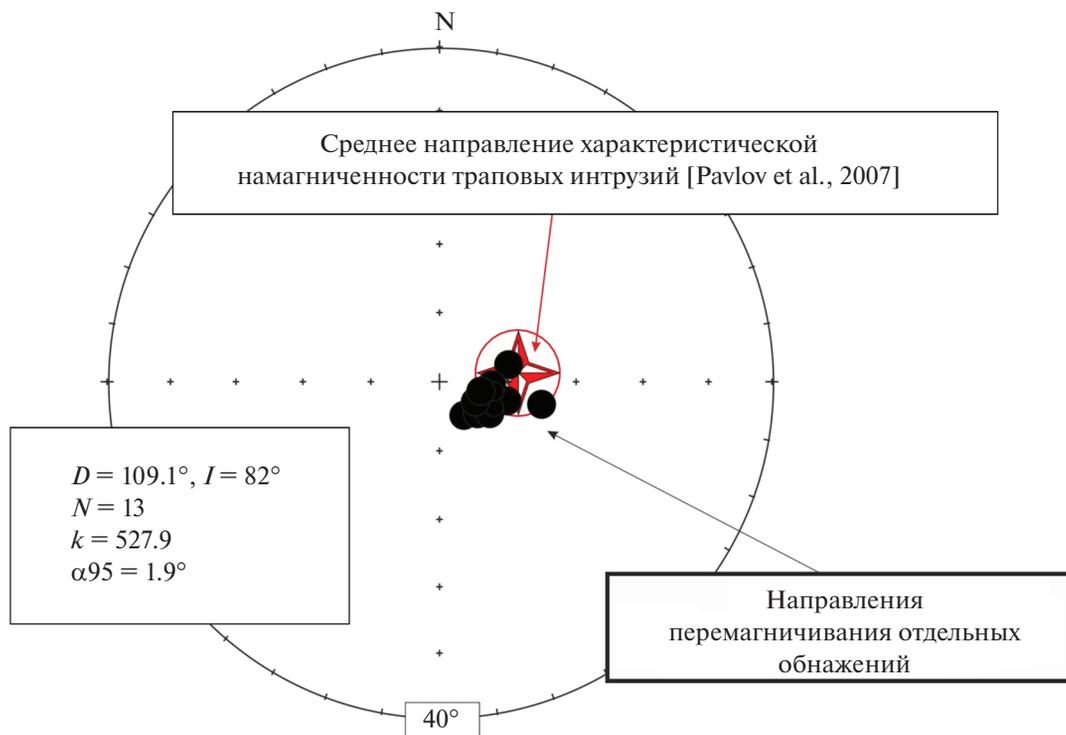


Рис. 3. Средние направления метакронной (траповой) компоненты, рассчитанные для каждого изученного сайта (обнажения). Четырехлучевая звезда обозначает среднее направление, полученное по пермо-триасовым интрузиям долины р. Мойеро [Pavlov et al., 2007]. Стереограмма ограничена изолинией, отвечающей наклону 40°. Направления даны в современной системе координат. В рамке приведено среднее направление метакронной (траповой) компоненты.

ла времени, который покрывает рассматриваемое распределение палеомагнитных направлений, параметр кучности должен быть больше 200 для времени порядка нескольких сот лет, от ~40 до ~200 для времени ~1–10 тыс. лет и меньше 40, для интервала времени, превышающего 10 тыс. лет.

Следуя работе [Konstantinov et al., 2014], мы можем заключить, что время, в течение которого происходило пермо-триасовое перемагничивание ордовикских пород разреза р. Мойеро, не превышало нескольких сотен лет (см. рис. 7 в работе [Konstantinov et al., 2014]). Таким образом, пример перемагниченных пород района р. Мойеро показывает, что направление метакронной намагниченности, полученное даже по значительной по площади территории, может быть непригодно для расчета палеомагнитного полюса.

ПРИРОДА МЕТАХРОННОЙ КОМПОНЕНТЫ И ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Источником регионального перемагничивания осадочных пород может быть либо их прогрев до температур выше точек Кюри содержащихся в них магнитных минералов, либо относительно низкотемпературные химические transforma-

ция пород. В качестве источника таких преобразований наиболее часто упоминают миграцию флюидов, связанную с тем или иным магматическим или тектоническим событием.

Для того чтобы попытаться понять механизм перемагничивания пород в долине р. Мойеро и, может быть, определить признаки, которые отличают перемагниченные породы от неперемагниченных, мы выполнили серию петромагнитных экспериментов, результаты которых рассмотрены ниже. В дополнение к этим экспериментам были также проведены микроскопические исследования и изучение элементного состава отобранных образцов.

Отметим, что разрез р. Мойеро крайне благоприятен для изучения явления регионального перемагничивания пород, поскольку здесь определено известны направления первичной и метакронной компонент, а также время и источник перемагничивания, которым, очевидно, является пермо-триасовый магматизм, относительно широко проявленный в регионе [Гуревич, 1984; Gallet, Pavlov, 1996].

В ходе наших исследований были изучены конодонты, извлеченные из проб, отобранных в обнажениях долины р. Мойеро. Эти исследования,

Таблица 1. Средние направления метахронной компоненты намагниченности

№	Сайт (обнажение)	<i>N</i>	<i>Dg</i> (°)	<i>Ig</i> (°)	<i>Ds</i> (°)	<i>Is</i> (°)	<i>k</i>	$\alpha 95$ (°)
1	65	28	100.6	81.9	135.7	85.3	65.1	3.4
2	29	24	115.5	81.2	138.2	80.9	211.5	2
3	68	22	102.2	83.3	122.4	83.3	52.5	4.3
4	67	36	122.8	81.3	130.7	80.8	127.2	2.1
5	64	26	105.8	79.8	140.2	84	59	3.7
6	70	12	102.2	74.8	110.1	74.1	35.1	7.4
7	71	6	130.5	82.7	163.1	83.1	98.3	6.8
8	80	26	144	84	144.9	84.3	213.7	1.9
9	72	27	104.6	83.9	104.6	83.9	21.1	6.2
10	76	56	125.1	82.3	126.1	85.2	62.5	2.4
11	77	13	76.2	79.6	109.5	76.3	32.3	7.4
12	78	17	93.9	82.5	111	78.2	93.3	3.7
13	79	6	120.1	84	127.5	82.9	176.6	5.1
	СРЕДНЕЕ	13	109.1	82.0	124.5	82	527.9	1.9

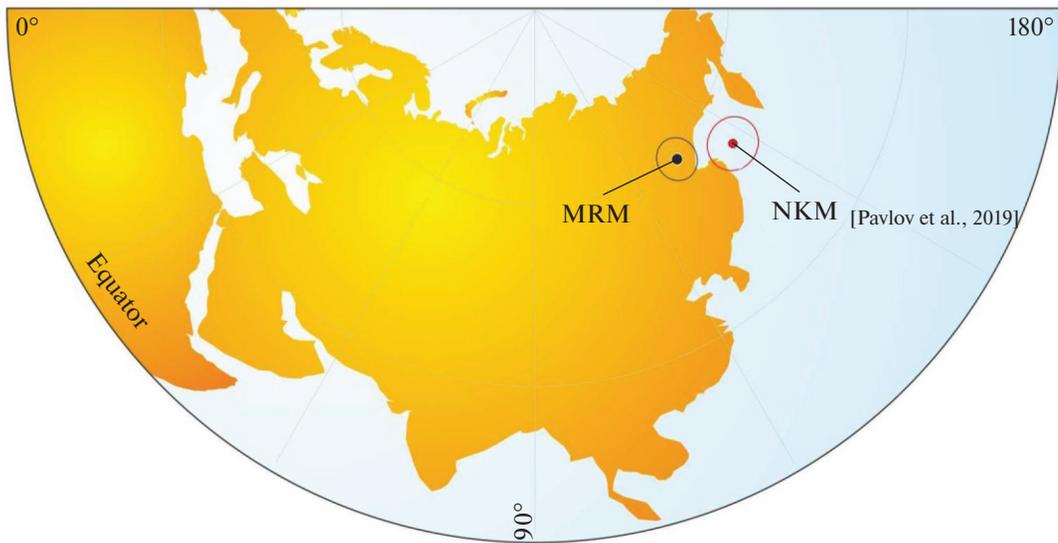
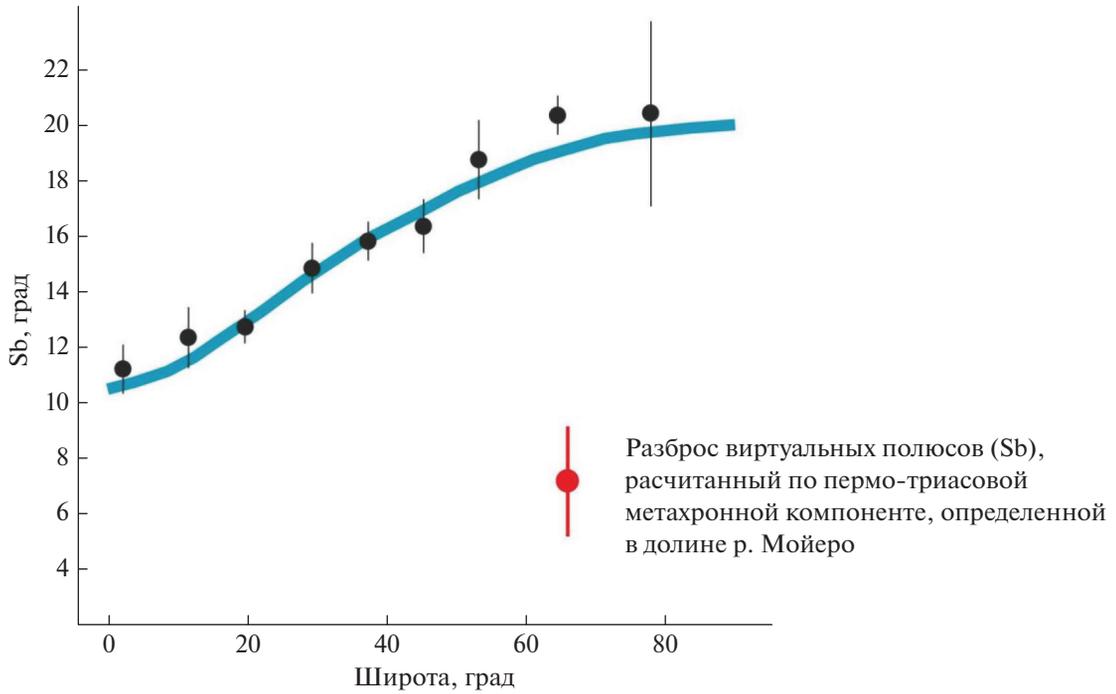
Примечания: *N* – число использованных образцов; *Dg*, *Ig* – склонение и наклонение в современной (географической) системе координат; *Ds*, *Is* – склонение и наклонение в древней (стратиграфической) системе координат; *k* и $\alpha 95$ – кучность и радиус 95%-го круга доверия.

в частности, показали, что окраска конодонтов в региональном плане – фоновая и отвечает классу (конодонтовому индексу CAI) 0 цветовой шкалы прогрева конодонтов [Erstein et al., 1977]. Это значит, что общий прогрев пород региона был незначителен и никогда не превышал 80°C. В ряде обнажений конодонтовый индекс CAI увеличивается до 2 и, в самых редких случаях, до 3, что означает возможный максимальный прогрев, соответственно, до 120 и 150°C. Даже, если предположить длительность прогрева пород, равную их возрасту, максимальные разблокирующие температуры возникающей при этом термовязкой намагниченности будут на сотни градусов меньше точек Кюри основных магнитных минералов, ответственных за палеомагнитную запись в изученных породах – магнетита и гематита [Pullahiah et al., 1975; Gallet, Pavlov, 1996]. Таким образом, мы можем уверенно исключить намагниченность термоостаточной или термовязкой природы при рассмотрении механизма образования обсуждаемой метахронной компоненты. В таком случае, не остается ничего иного, как принять, что метахронная намагниченность имеет химическую природу, т.е. сформировалась на месте за счет образования новых зерен магнитных минералов.

Образование новых минералов в породе может происходить либо путем преобразования материала, уже существовавшего в породе к моменту воздействия (тем или иным образом) на нее пермо-триасового магматического события, либо привнесением в породу (например, флюидами, связанными с магматизмом) нового материала, из которого на месте образовались магнитные

зерна, несущие метахронную намагниченность. В любом случае, можно ожидать, что магнитные зерна, несущие первичную и вторичную намагниченность, будут отличаться, что найдет свое отражение в петромагнитных параметрах.

Для изучения этого вопроса мы сформировали коллекцию образцов, представляющих перемагнитные и неперемагнитные породы в обнажениях 70 и 75F. В результате образовалось четыре группы образцов, соответственно 70P, 70S, 75FP и 75FS, где 70 и 75F означает номер обнажения, а буквы *S* (*secondary*) и *P* (*primary*) – перемагнитный или неперемагнитный тип входящих в группу образцов. Образцы всех четырех групп отбирались так, чтобы они были красноцветными, а их первичная или вторичная намагниченности были связаны с гематитом (магнитным минералом с деблокирующими температурами существенно выше 600°C). Другие случаи специально не рассматривались для упрощения нашей задачи, чтобы сузить круг возможных процессов, определяющих сохранение первичной намагниченности в породах или их перемагнитывание. В литологическом отношении, породы, представленные образцами групп 70S, 75FS и 75FP, являются алевролитами с некоторыми вариациями карбонатной составляющей, без каких-либо очевидных структурных отличий. Образцы группы 70P взяты из прослоя однородных аргиллитов.



NRM – полюс, рассчитанный по пермо-триасовой метакронной компоненте, определенной в долине р. Мойеро
 NKM – пермотриасовый палеомагнитный полюс Сибирской платформы

Рис. 4. Сверху – сравнение величины полученного параметра Sb с ожидаемым [Biggin et al., 2008]; снизу – сравнение полюса, рассчитанного по метакронной компоненте с палеомагнитным пермо-триасовым полюсом Сибирской платформы [Pavlov et al., 2019].

Результаты микроскопических исследований и изучения элементного состава отобранных образцов

Исследование шлифов и аншлифов перемагнитных и неперемагнитных пород под оптическим микроскопом и с помощью сканирующего

электронного микроскопа показывает, что в обоих случаях изученные породы представляют терригенно-карбонатные образования (алевролиты карбонатно-глинистые) с варьирующим содержанием карбонатного и глинистого материала. Гематит представлен тонким пигментом, образо-

ваным зернами микронного и субмикронного размера. Эти зерна либо равномерно распределены по породе, либо образуют отдельные нерегулярные скопления. Такие скопления образованы обычно кристаллами игольчатой формы с размером иголок 2–3 мкм, размер скоплений может достигать 40–50 мкм (рис. 5а, 5б, 5в). Также встречаются отдельные зерна титаномагнетита различной морфологии размером от первых микрон до 15 микрон (рис. 5г). Отметим, что как отдельные титаномагнетитовые зерна, так и скопления игольчатых кристаллов гематита присутствуют в обоих типах пород – перемагнитных и не перемагнитных. Поэтому различия в свойствах естественной остаточной намагниченности этих пород едва ли связаны с этими генерациями железистых минералов.

В перемагнитных породах из обнажения 70 часто встречаются скопления фрамбоидов пирита (рис. 6). Часто эти скопления формируют линзы, протягивающиеся вдоль слоистости. Диаметр крупных фрамбоидов достигает 10 мкм в диаметре, однако при более детальном рассмотрении видно, что они сложены более мелкими фрамбоидами диаметром около 1 мкм. Между фрамбоидами пирита наблюдаются окислы железа (магнетит/гематит), что может свидетельствовать об окислении пирита (на фотографиях эти области представлены серым цветом между белыми фрамбоидами пирита). Помимо скоплений пирит найден в виде отдельных единичных зерен размером около 5 мкм, в которых наблюдаются каймы окислов железа (рис. 5д).

Характер палеомагнитной записи в отобранных образцах

Рассмотрим диаграммы Зийдервельда отобранных образцов. На рис. 7 видно, что по максимальным деблокирующим температурам образцы групп *S* и *P* из обоих рассматриваемых обнажений между собой явным образом не отличаются. Судя по значениям максимальных деблокирующих температур, близким к 680°C, основным носителем естественной остаточной намагниченности в изученных образцах является гематит. При этом формы кривых температурной зависимости естественной остаточной намагниченности NRM для перемагнитных и не перемагнитных образцов, как будто бы различны: первые, в большинстве случаев, характеризуются вогнутой, а вторые – выпуклой формой (рис. 8а, 8б). Форма этой зависимости NRM(T), напрямую связана с формой распределения размеров магнитных зерен и могла бы быть признаком, по которому возможно было бы различать между собой магнитные ансамбли, связанные с первичной или вторичной намагниченностью. Отметим, что ряд авторов пытались развивать и использовать такой подход для различия

детритовой и химической намагниченностей в осадочных породах [Jiang et al., 2015; Pisarevsky et al., 2006]. Однако на примере сравнения двух полностью перемагнитных образцов 339 и 439, (один с выпуклой, другой с вогнутой кривой NRM(T)) мы видим, что вогнутость или выпуклость этой кривой не может служить в качестве надежного признака первичности или вторичности намагниченности. Встречаются также и обратные примеры, когда образцы, несущие первичную намагниченность, характеризуются как вогнутыми, так и выгнутыми кривыми NRM(T).

Петромагнитные свойства

Перейдем теперь к результатам непосредственно петромагнитных экспериментов. Как видно из табл. 2, области абсолютных значений параметров *M_s* и *M_{rs}* (удельной намагниченности насыщения и удельной остаточной намагниченности насыщения) перекрываются или близки в перемагнитных и неперемагнитных образцах.

В обнажении 70 коэрцитивная сила и разрушающее поле *H_c* и *H_{cg}* для перемагнитных и неперемагнитных пород очевидным образом различаются: оба параметра заметно выше в породах, несущих первичную запись. Однако сравнение этих результатов с данными по обнажении 75F, где таких различий не наблюдается, указывает на то, что по значению величин *H_c* и *H_{cg}* различить перемагнитные и неперемагнитные породы, в общем случае, не представляется возможным.

Соотношения рассмотренных параметров, вынесенные на диаграмму Дзя–Данлопа (рис. 9), также явным образом не отличаются и, таким образом, представляются бесполезными для идентификации перемагнитных и неперемагнитных пород.

Петли гистерезиса для изученных перемагнитных и неперемагнитных пород несколько различаются (рис. 10а, 10б). Вторые выглядят в большинстве случаев более широкими и менее шумными. Это различие проявляется в обоих обнажениях и может оказаться перспективным для отделения метахронной намагниченности от первичной. Для того, чтобы установить, насколько такой признак является универсальным, необходимо провести специальные измерения на больших коллекциях, представляющих разные регионы.

На кривых нормального намагничивания (рис. 10а, 10б) видно некоторое преобладание относительно более магнитомягкой фазы в перемагнитных образцах – довольно ясно в обнажении 70 и значительно менее отчетливо, в обнажении 75F. Соотношение относительно более магнитомягкой и более магнито жесткой фаз в изученных образцах иллюстрируется также рис. 8в, где для каждого образца показаны соотношения их

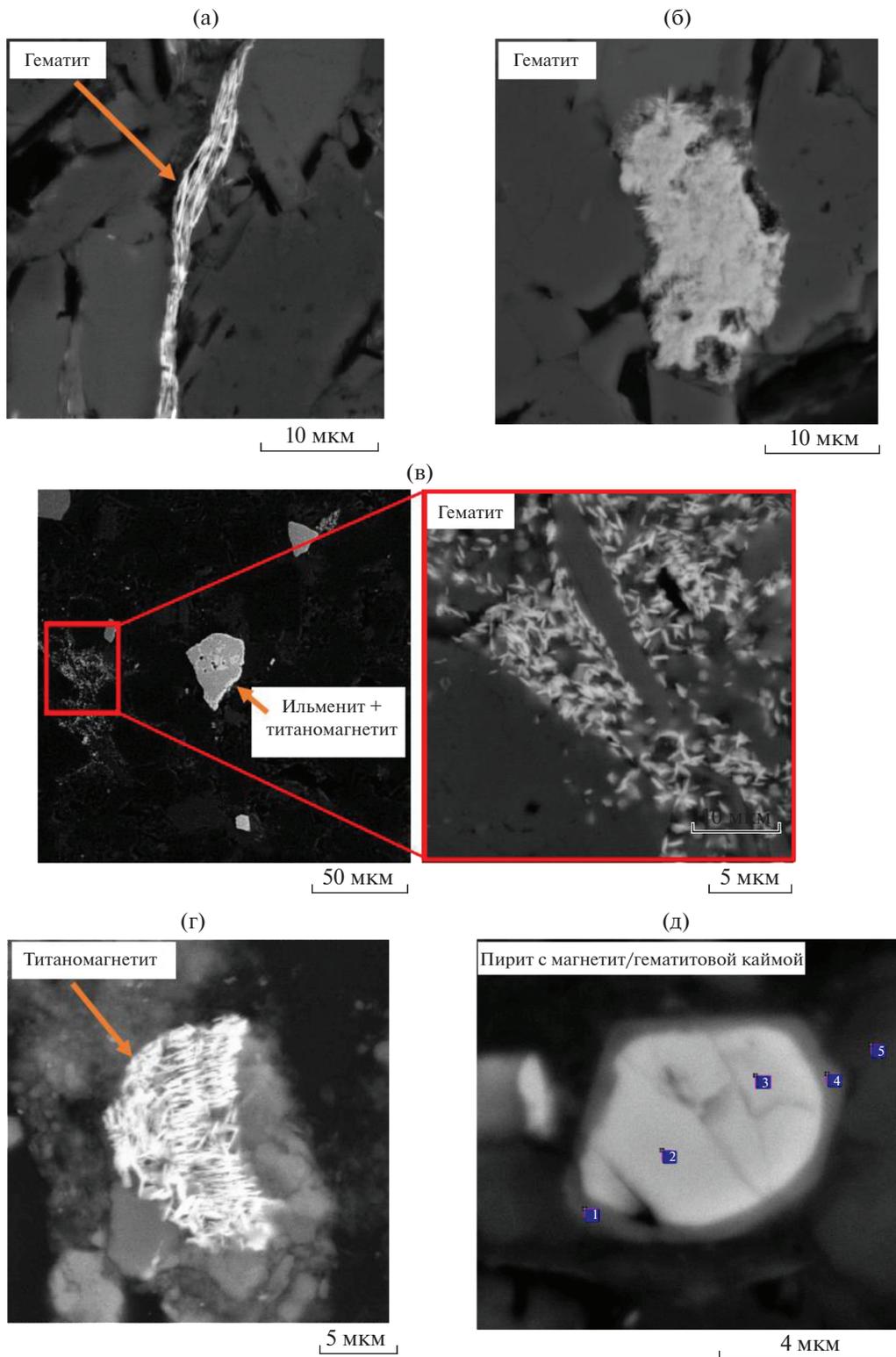


Рис. 5. Электронные фотографии магнитных минералов.

нормальных остаточных намагниченностей после приложения полей 250 и 1800 мТл ($I_{r_{250}}$ и $I_{r_{1800}}$). Видно, что по этому параметру перемагни-

ченные и неперемагниченные породы, в целом, отличаются, однако распределения соответствующих значений могут перекрываться, что не позво-

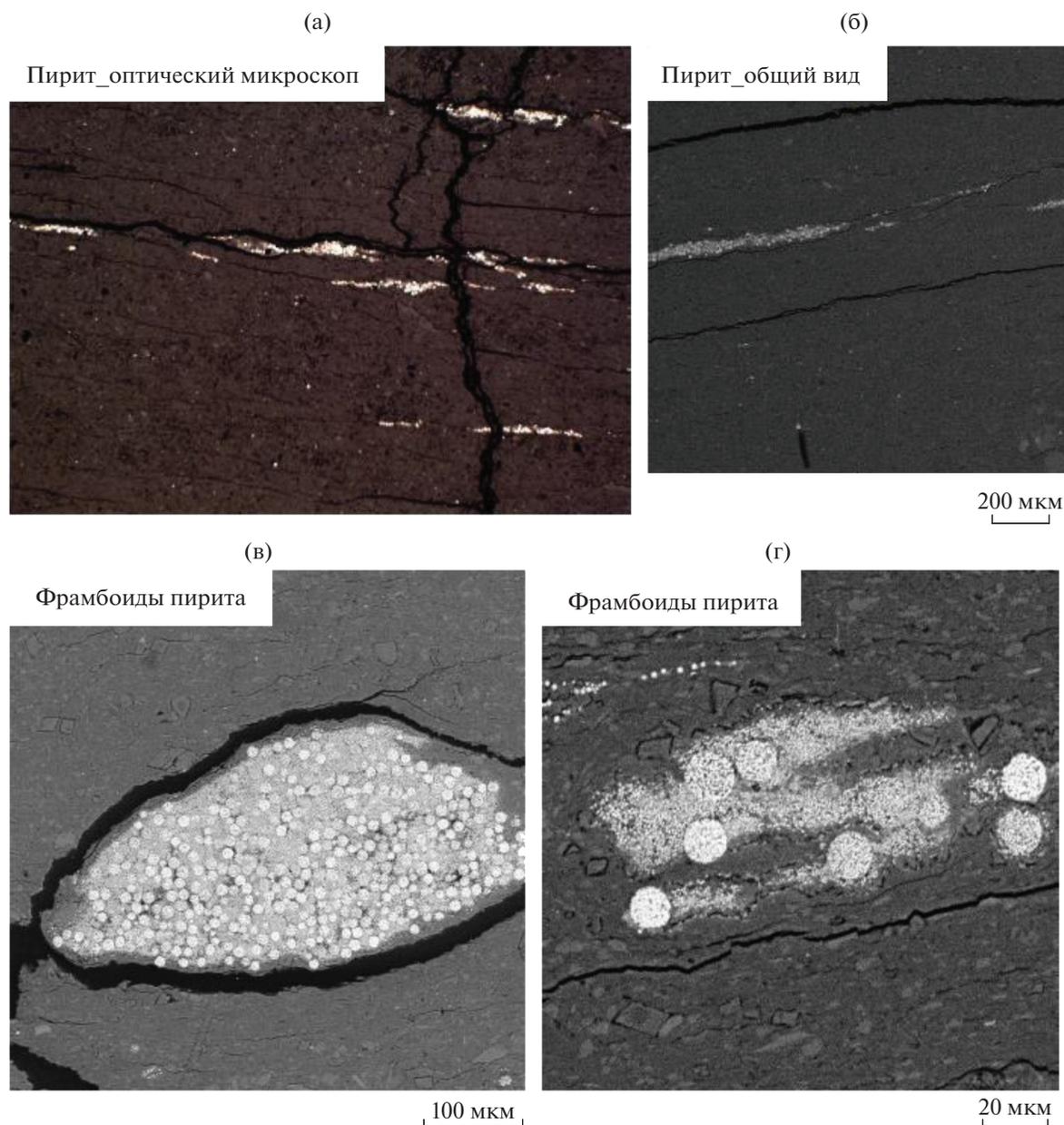


Рис. 6. Оптико- и электронномикроскопические фотографии пирита из перемагнитченных образцов обнажения 70.

ляет использовать соотношение $I_{r_{250}}/I_{r_{1800}}$ для однозначного разделения первичной и вторичной намагниченностей.

В целом, по результатам рассмотрения коэрцитивных свойств, можно сделать вывод, что некоторое различие между перемагнитченными и неперемагнитченными породами по этим параметрам существует, но, во-первых, оно представляется довольно слабым, во-вторых, требует своего подтверждения на больших коллекциях из разных регионов.

Рассмотрим теперь термомагнитные свойства исследуемых образцов. Образцы групп *S* и *P* име-

ют близкие формы кривых $I_{rs}(T)$ с близкими максимальными разблокирующими температурами (рис. 11). Однако в группе *P* степень выпуклости кривых, как правило, выше, что коррелируется с аналогичным наблюдением для кривых температурных зависимостей естественной остаточной намагниченности. Тем не менее, это различие не очень сильное и не всегда соблюдается. Например, образец 259 из группы *P* показывает вогнутую форму кривой $I_{rs}(T)$.

Сравнение групп *P* и *S* по форме кривых I_s (рис. 12) первого и второго нагрева также не выявляет их четкого различия. При этом отметим,

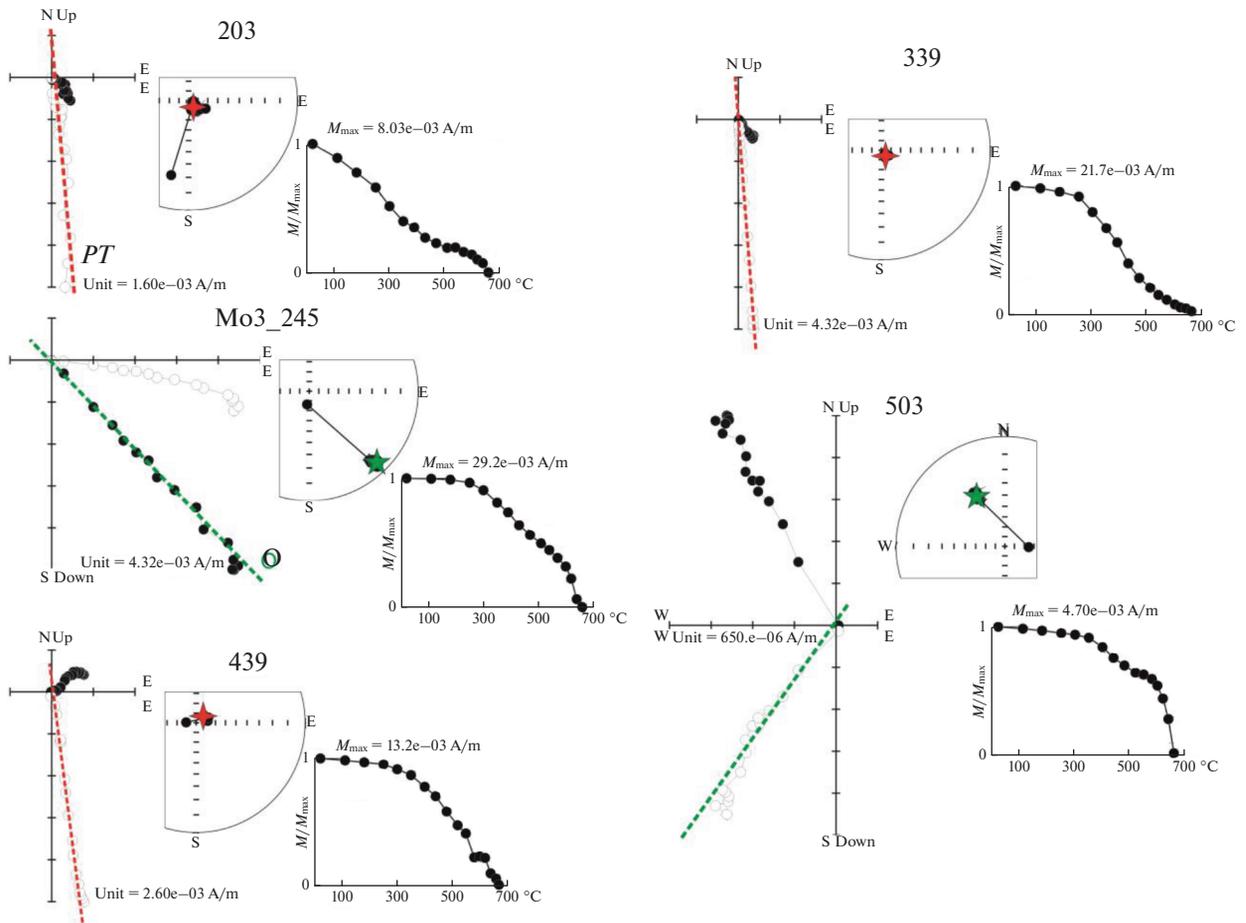


Рис. 7. Результаты температурной магнитной чистки перемагниченных (группа *S*, обр. 203, 339, 439) и неперемагниченных (группа *P*, обр. 245, 503) образцов. Залитые кружки на диаграммах Зийдervельда (стереограммах) обозначают проекцию на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу), незалитые кружки – проекцию на горизонтальную плоскость (верхнюю полусферу). Зеленым (красным) цветом отмечены первичная ордовикская (вторичная пермотриасовая) компонента. M_{max} – исходный магнитный момент образца при комнатной температуре, unit – цена деления на стереограммах Зийдervельда.

что наличие подъема на кривых первого нагрева в районе $450\text{--}500^\circ\text{C}$ и существенное увеличение значений I_s после нагрева по сравнению с исходным значением, чаще свойственно образцам группы *S*, что вероятно, неслучайно (см. обсуждение ниже).

Кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости (рис. 13) для первого нагрева мало информативны: они либо маловыразительны, либо показывают небольшой спад в области температур несколько меньших температуры Кюри гематита, либо демонстрируют в нескольких случаях некоторое повышение в области температур $450\text{--}500^\circ\text{C}$, что, как и в случае кривых $I_s(T)$ мы связываем с температурным преобразованием в магнетит небольших количеств пирита.

Кривые второго нагрева имеют более яркий характер, но какая-либо их специфика по отно-

шению к перемагниченности или неперемагниченности пород, по-видимому, отсутствует.

Различия в характере температурных зависимостей магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения I_s , связаны с тем, что на кривых $I_s(T)$ пик Гопкинсона не проявляется. Дополнительной причиной, при этом, может быть различие формы и условий, в которой анализируются образцы при этих анализах (порошок в колбе и цельный кусочек на воздухе, разные скорости нагревов).

Сравнение элементного состава пород

В ходе проведенных работ с помощью портативного рентгенофлуоресцентного анализатора Olympus Vanta M было выполнено также изучение элементного состава исследуемых образцов. На рис. 14а, 14б. приведены данные по элемен-

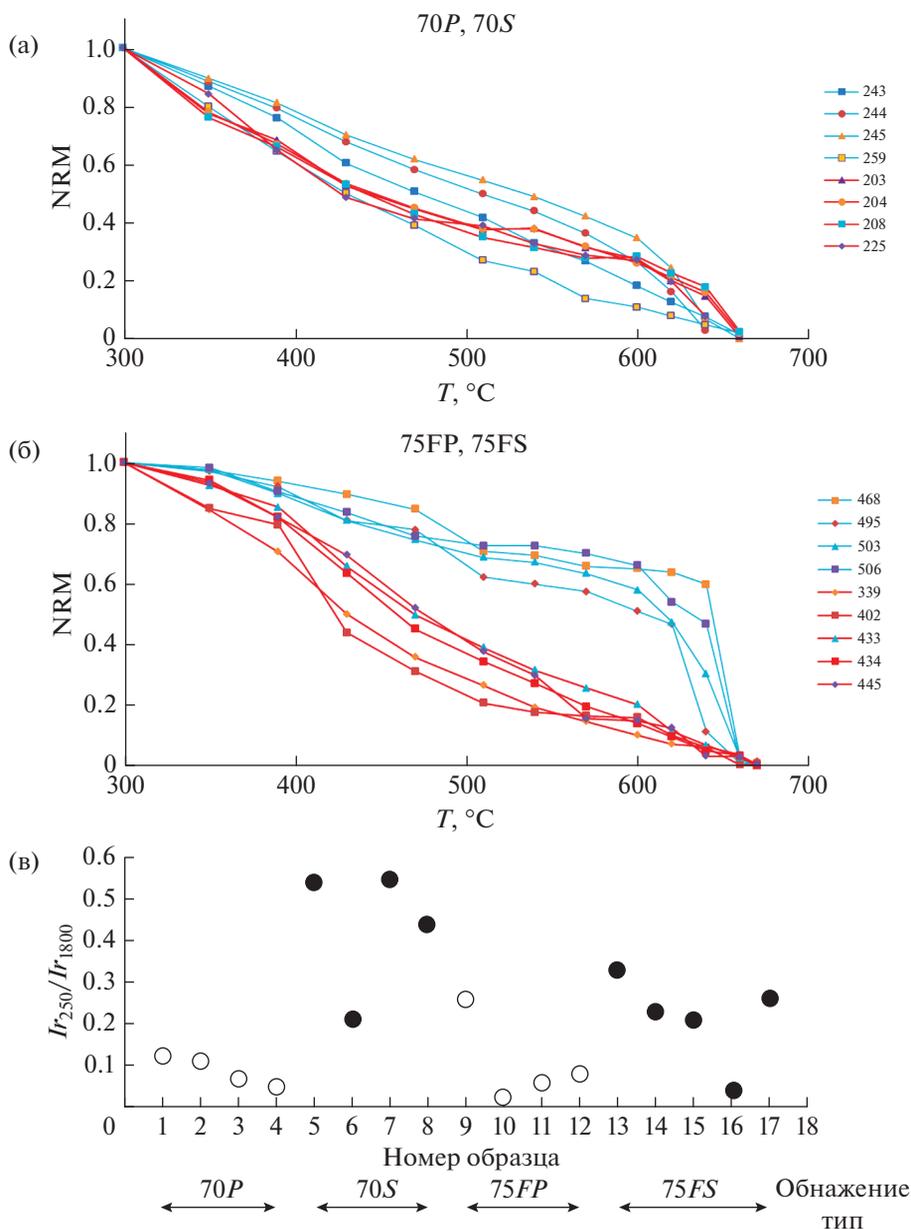


Рис. 8. Распределение деблокирующих температур и коэрцитивных параметров в образцах из перемагнитенных и неперемагнитенных пород: (а) – температурные зависимости естественной остаточной намагниченности NRM для образцов из обнажения 70; красным показаны зависимости для перемагнитенных образцов, синим – для неперемагнитенных; (б) – то же, для образцов из обнажения 75F; (в) – значения I_{r250}/I_{r1800} для перемагнитенных (залитые кружки) и неперемагнитенных (незалитые кружки) образцов обнажений 70 и 70F. I_{r250} и I_{r1800} – нормальные намагниченности образцов после приложения поля 250 и 1800 мТ соответственно.

там, содержание которых превышает фоновые значения. Явные отличия по элементному составу видны между образцами из групп 70S и 70P. В образцах группы 70P заметно больше кремния и меньше кальция, чем в образцах из группы 70S. Фактически, эти различия связаны с разной литологией образцов из сравниваемых групп: аргиллитов, в случае группы 70P, и алевролитов карбонатно-глинистых – в случае группы 70S. Эти различия в литологии, однако, не могут рассматриваться в

качестве важного условия для перемагничивания пород группы 70S и для сохранности первичной намагниченности пород группы 70P, поскольку, в случае обнажения 75F мы видим, что к группам S и P относятся породы с практически идентичной литологией. Других явных отличий по элементному составу между перемагнитенными и неперемагнитенными породами наши измерения не фиксируют.

Таблица 2. Петромагнитные параметры

Group	75FP				75FS				
№	468	495	503	506	339	402	433	434	445
H_c (мТ)	164	351	271	223	131	114	241	490	40
M_{rs} ($\mu\text{Am}^2/\text{kg}$)	1090	3712	2692	2651	1140	963	1700	3262	1705
M_s ($\mu\text{Am}^2/\text{kg}$)	2028	13881	13449	12024	2813	2434	3663	5304	12307
H_{cr} (мТ)	340	708	727	620	282	290	451	716	396
M_{rs}/M_s	0.5	0.3	0.2	0.2	0.4	0.4	0.5	0.6	0.1
H_{cr}/H_c	2	2	3	3	2	3	2	2	10

Group	70P				70S			
№	243	244	245	259	203	204	208	225
H_c (мТ)	139	147	174	169	46	32	27	43
M_{rs} ($\mu\text{Am}^2/\text{kg}$)	703	2106	2247	3145	1141	454	1186	1110
M_s ($\mu\text{Am}^2/\text{kg}$)	1398	14255	15220	20424	6172	11589	12150	7824
H_{cr} (мТ)	660	648	686	725	176	176	162	185
M_{rs}/M_s	0.5	0.1	0.1	0.2	0.2	0.04	0.1	0.1
H_{cr}/H_c	5	4	4	4	4	6	6	4

Примечания: H_c , H_{cr} , M_s , M_{rs} – коэрцитивная сила, остаточная коэрцитивная сила (поле разрушения), удельная намагниченность насыщения, остаточная намагниченность насыщения.

В настоящей работе мы рассматриваем перемагниченные и неперемагниченные первично красноватые породы, которые нерегулярным, видимо, случайным образом перемежаются в разрезе. Эти породы явно не отличаются между со-

бой по своей пористости, трещиноватости, проницаемости. Возникает вопрос, почему одни красноватые породы сохранили свою первичную намагниченность, а другие полностью или почти полностью ее потеряли? Для ответа на этот

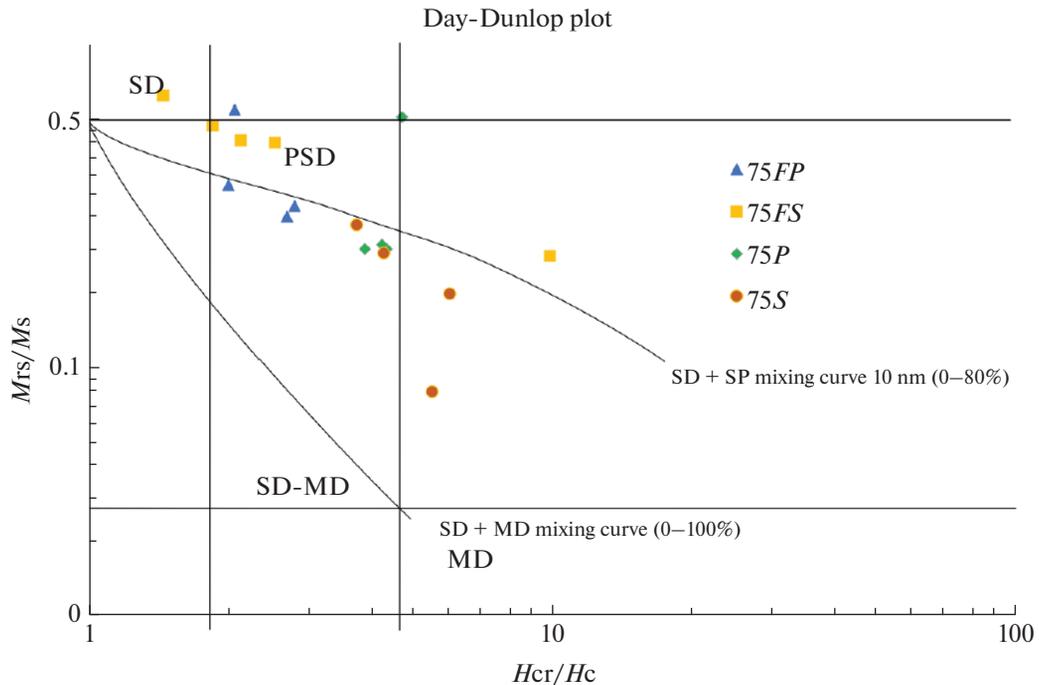


Рис. 9. Коэрцитивные соотношения изученных образцов, показанные на диаграмме Дэй–Данлопа.

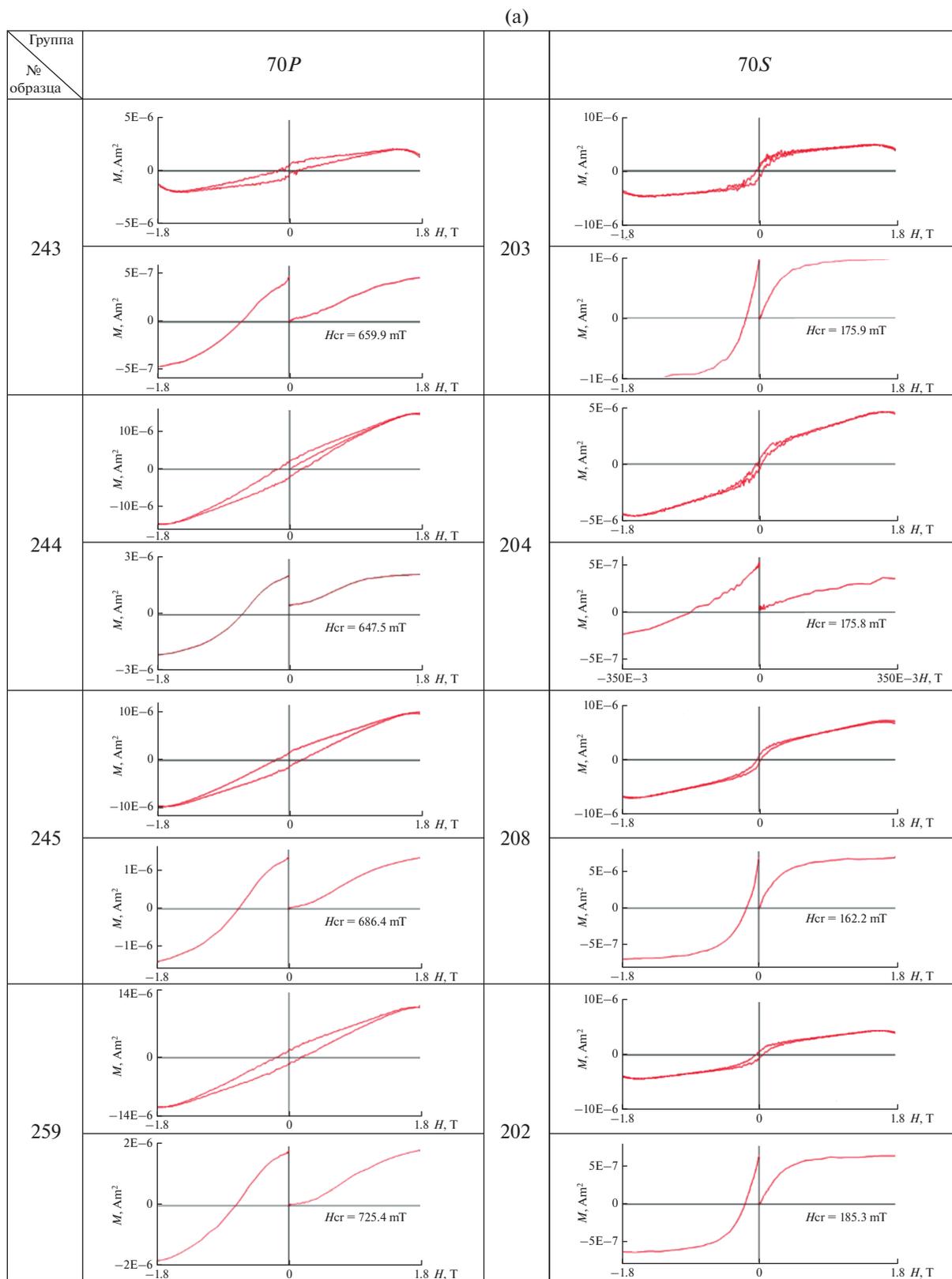


Рис. 10. Петли гистерезиса, кривые нормального намагничивания и размагничивания постоянным полем для образцов обнажения 70 (а) и 75F (б).

(6)

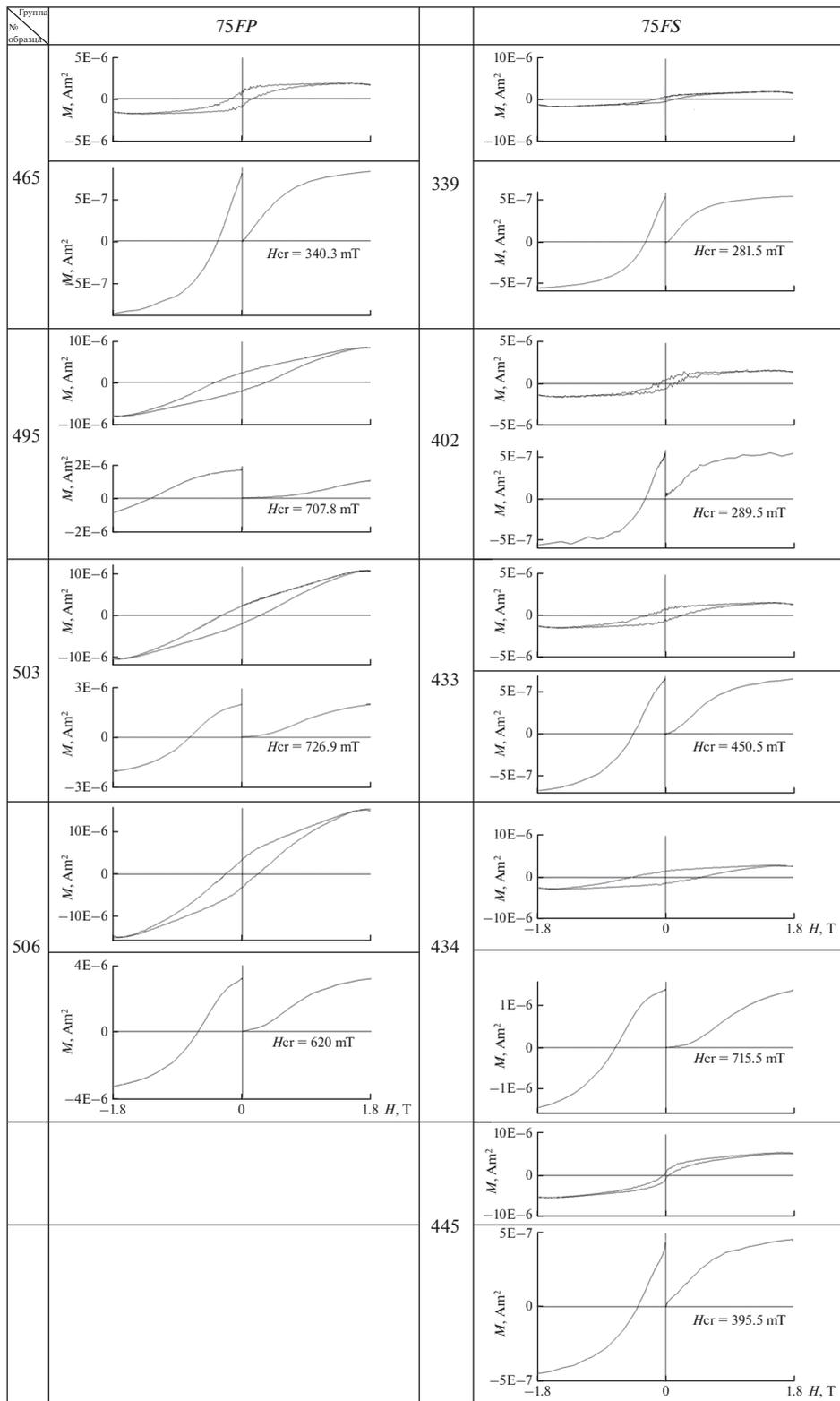


Рис. 10. Окончание.

(a)

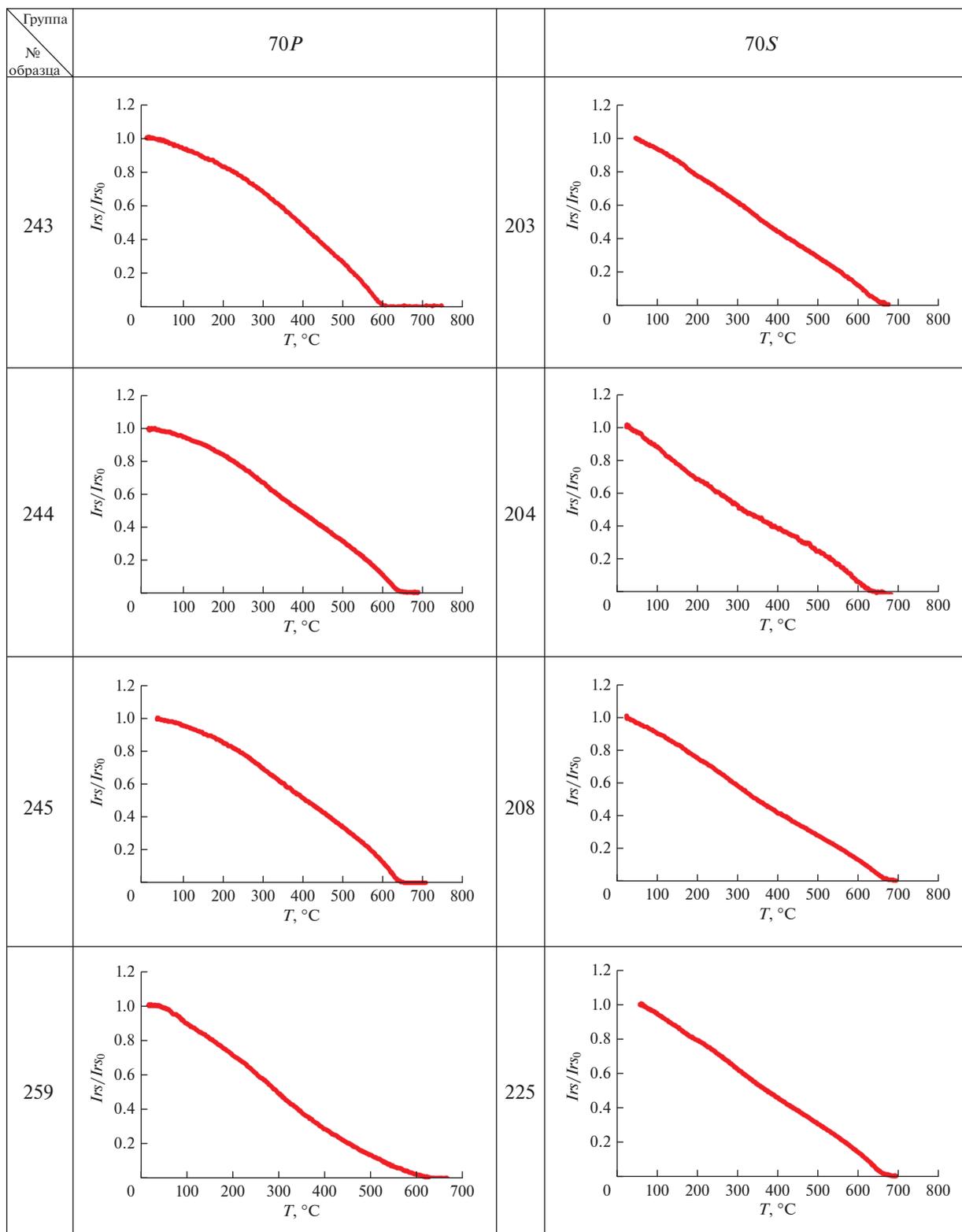


Рис. 11. Температурные зависимости остаточной намагниченности насыщения I_{rs} для образцов из обнажений 70 (а) и 75F (б).

(6)

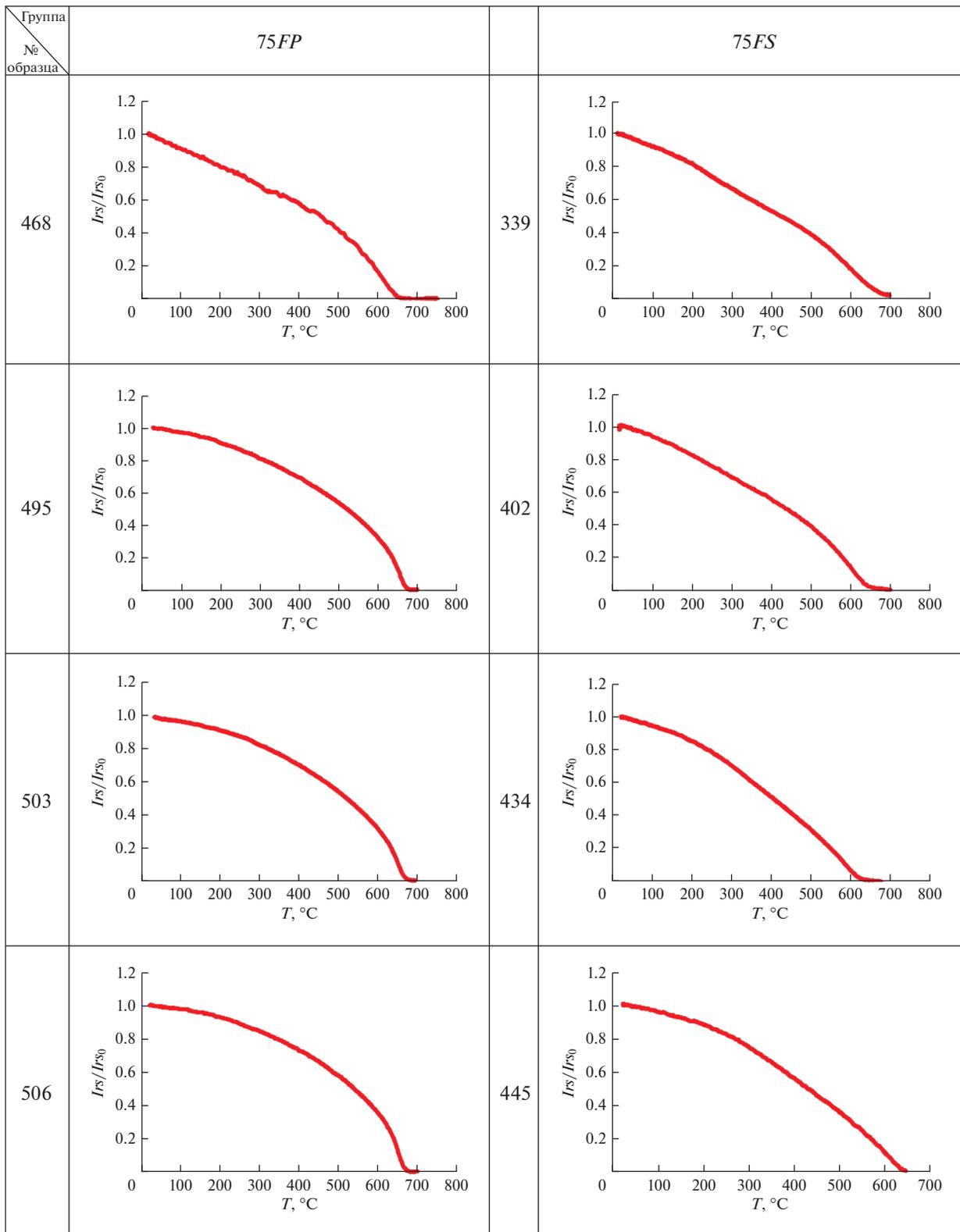


Рис. 11. Окончание.

(a)

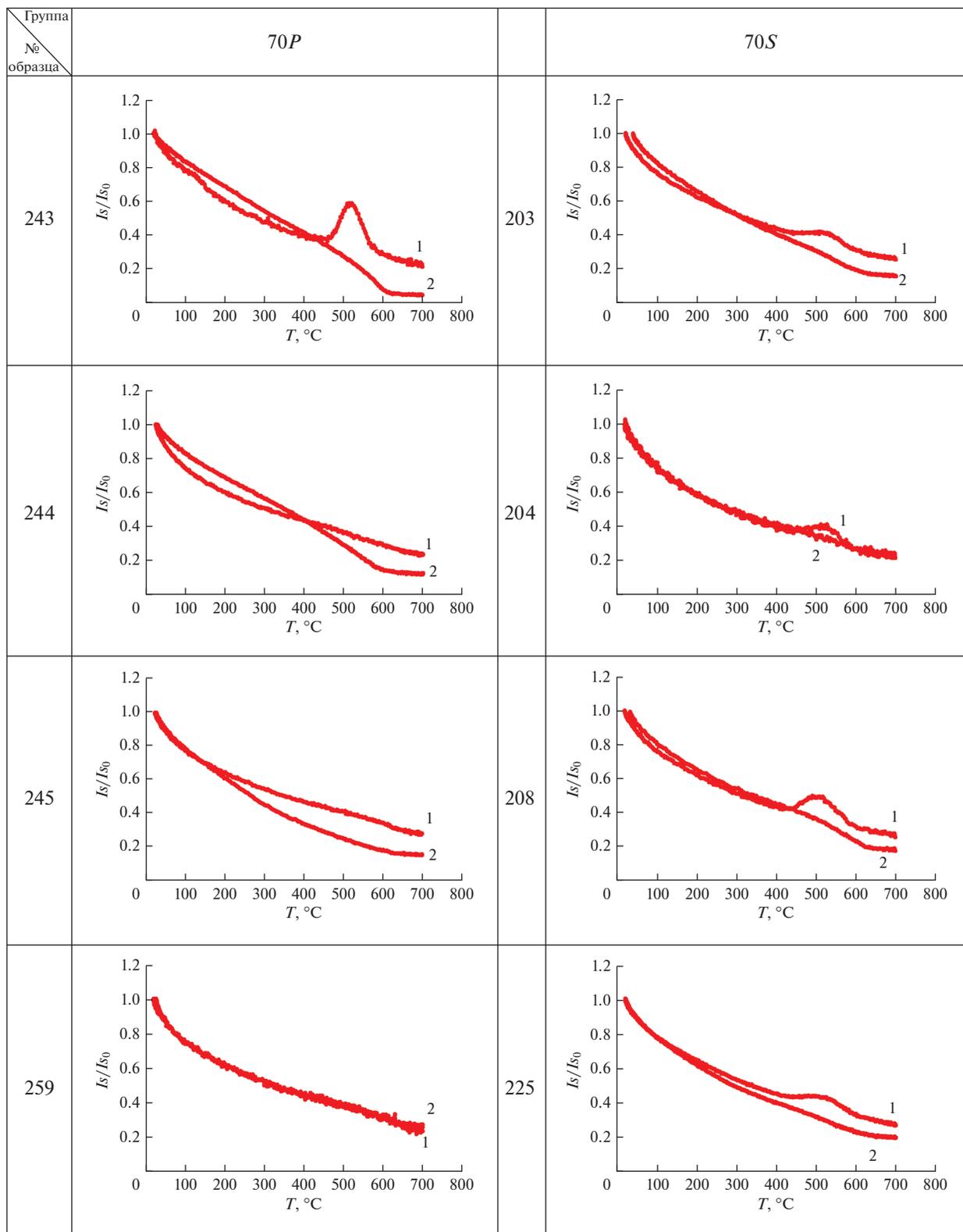


Рис. 12. Температурные зависимости намагниченности насыщения для образцов из обнажений 70 (а) и 75F (б); 1(2) – кривые первого (второго) нагрева.

(б)

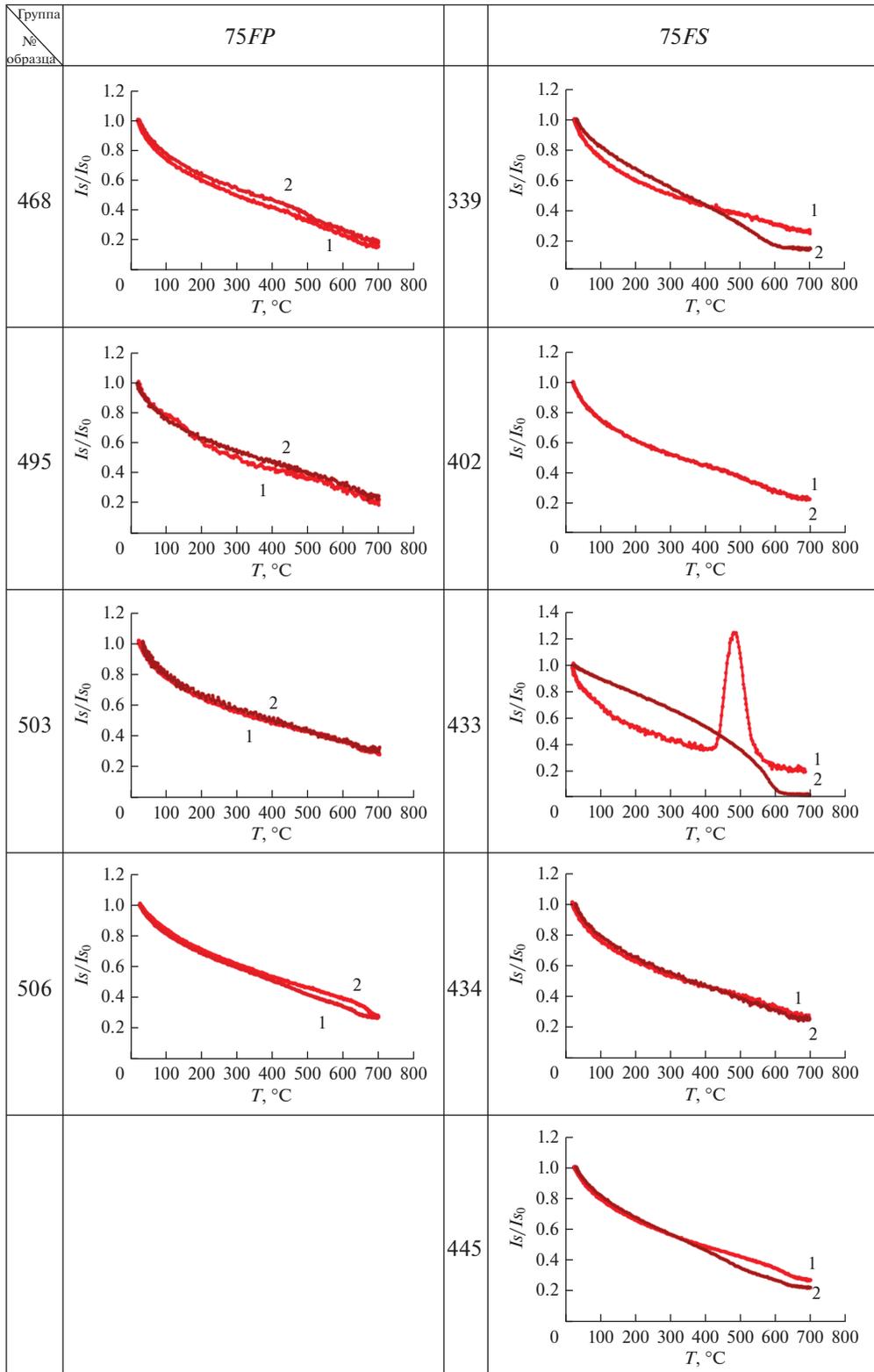


Рис. 12. Окончание.

(a)

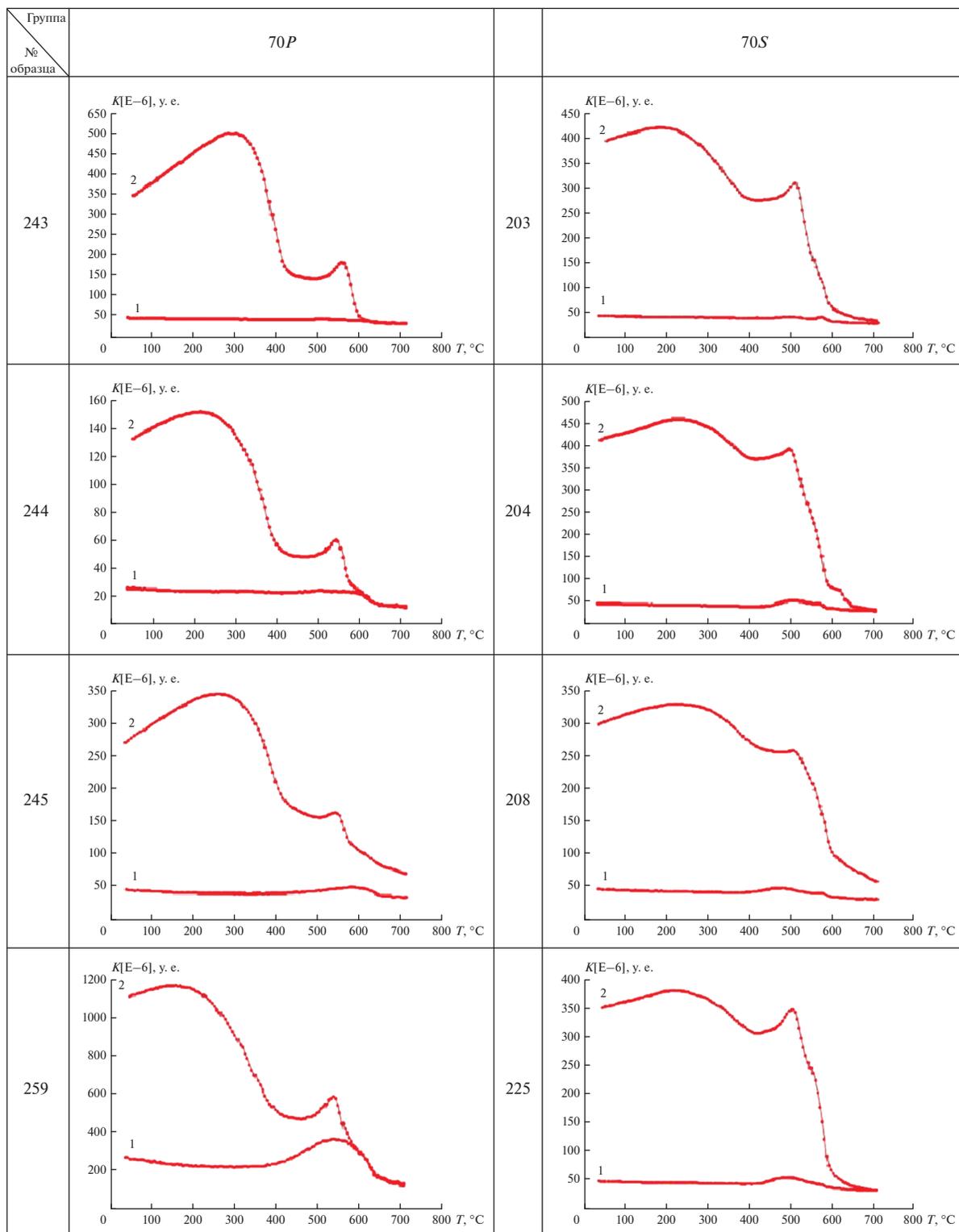


Рис. 13. Температурные зависимости магнитной восприимчивости образцов из обнажений 70 (а) и 75F (б); 1(2) – кривые первого (второго) нагрева.

вопрос мы предлагаем гипотезу, которая могла бы объяснить наблюдаемые явления и полученные лабораторные данные.

Суть этой гипотезы в следующем. Первично красноцветные породы формировались в окислительной обстановке диагенеза, однако окисли-

(б)

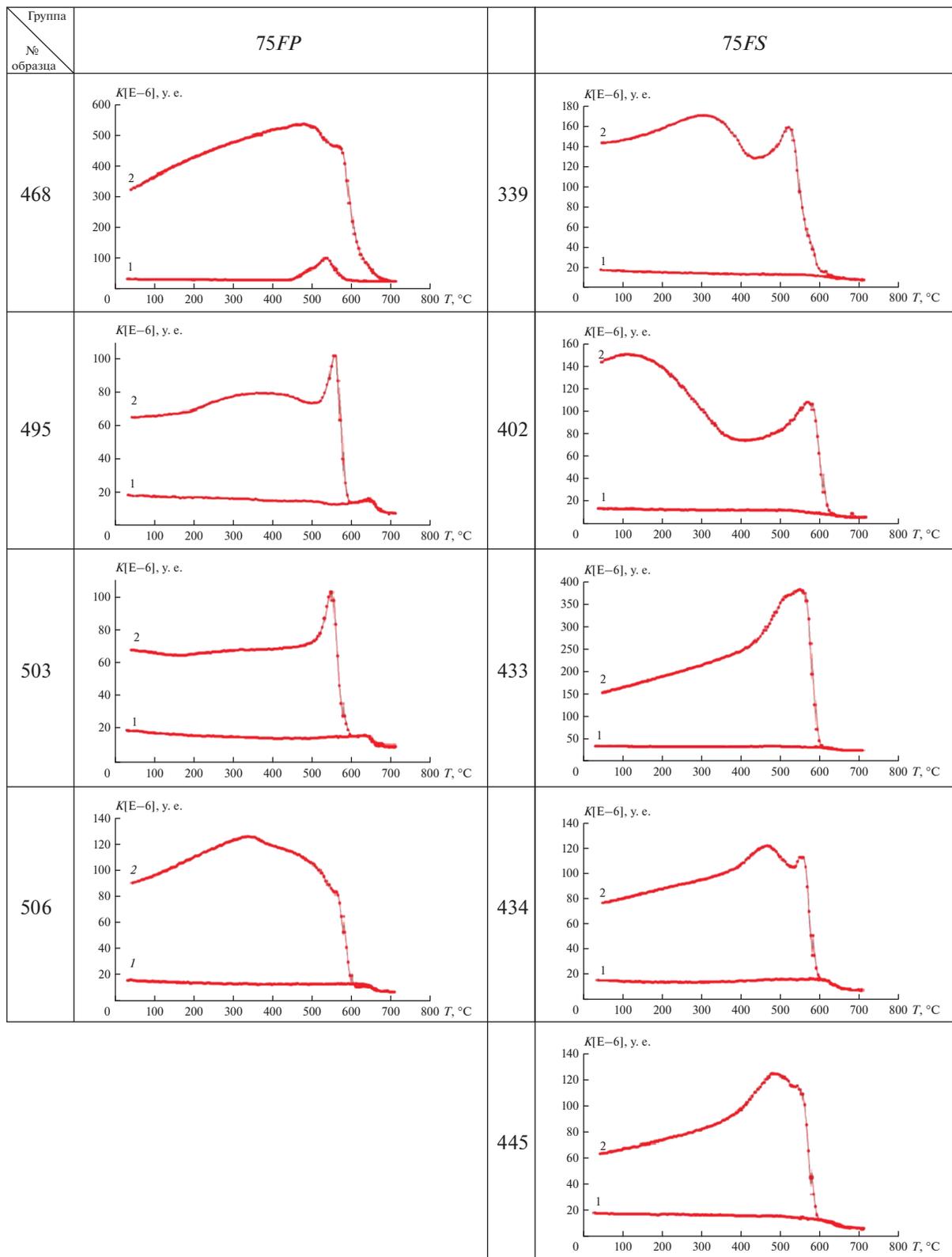


Рис. 13. Окончание.

(a)

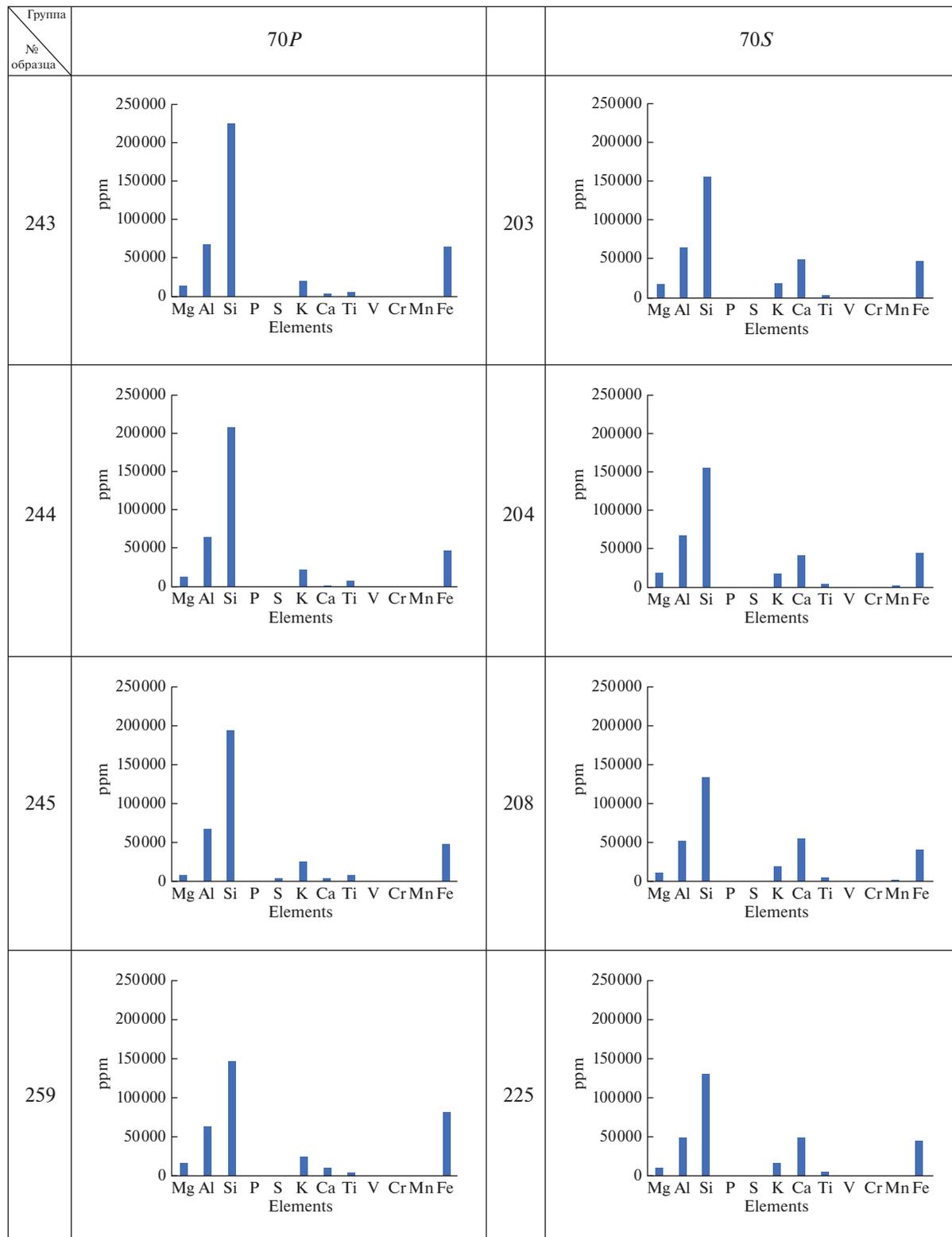


Рис. 14. Элементный состав изученных образцов из обнажений 70 (а) и 75F (б) по данным рентгенофлуоресцентного анализа.

(б)

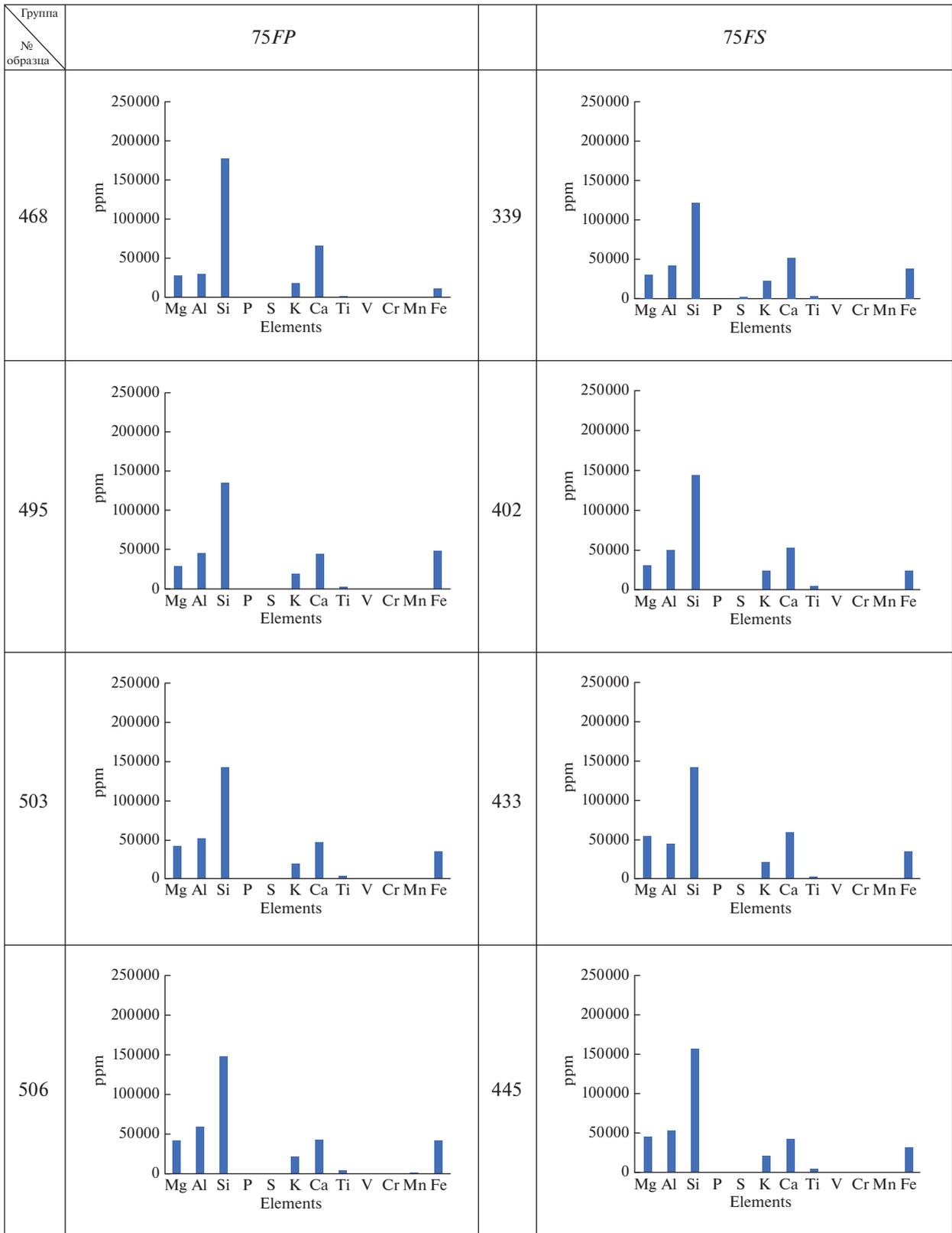


Рис. 14. Окончание.

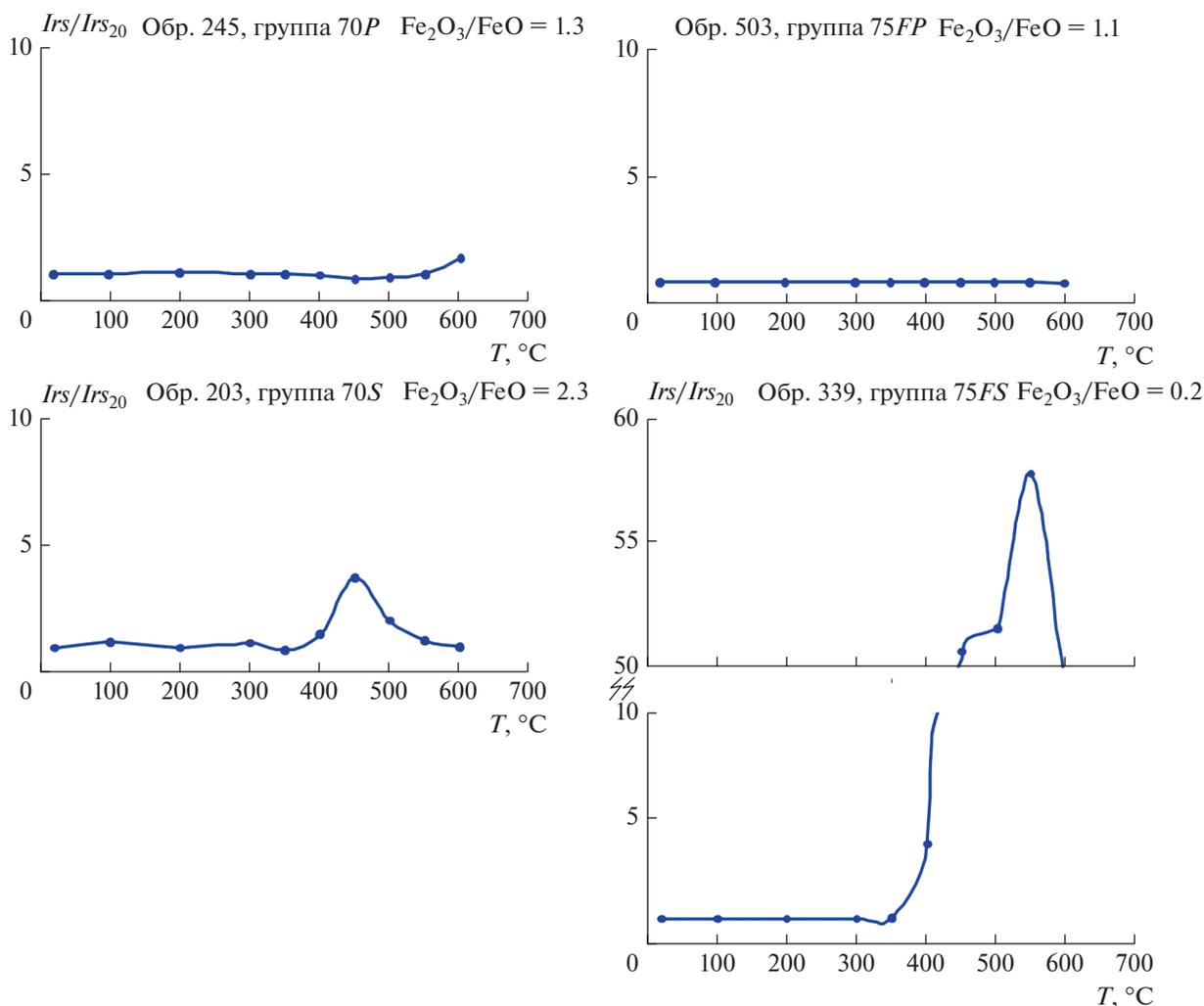


Рис. 15. Изменение остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) в процессе ступенчатого нагрева и соотношения содержания окислов двух- и трехвалентного железа в изученных образцах.

тельно-восстановительный потенциал был более высоким (по абсолютной величине) у пород, сохранивших первичную намагниченность. Колебание окислительно-восстановительного потенциала в этих породах, даже изредка, не приводило систему в восстановительную область, где могли бы формироваться аутигенные минералы двухвалентного железа, главным образом, пирит. Напротив, в тех красноцветных породах, где мы наблюдаем метакристальную компоненту, колебания окислительно-восстановительного потенциала на стадии диагенеза позволяли формироваться некоторому количеству аутигенных минералов железа с двухвалентным железом. В результате, после завершения химического уравнивания, произошедшего на стадии диагенеза [Страхов, 1965], одни красноцветные породы содержали, а другие — не содержали минералы с двухвалентным железом, способным к окислению. Отметим при этом, что красноцветность пород

обычно связана с мельчайшим пигментом, размер зерен которого может быть ниже величины, отвечающей границе суперпарамагнитных и однодоменных зерен. Это значит, что породы с таким пигментом, будучи первично красноцветными, могут не нести первичной намагниченности.

Пермо-триасовый магматизм в регионе привел к нарушению устоявшейся в течение предшествующих миллионов лет (а на самом деле, на стадии диагенеза) гидрогеологической системы, к движению флюидов, растворов, способных приводить к окислению двухвалентного железа. Попадая в породы, не содержащие двухвалентного железа, такие растворы не могли привести к образованию гематита. Попадая в породы, содержащие двухвалентное железо, такие растворы инициировали формирование гематита, который в процессе роста приобретал химическую намагниченность по направлению пермо-триасового поля.

ВЫВОДЫ

Для тестирования этой гипотезы можно сравнить перемагниченные и неперемагниченные породы по соотношению в них двух- и трехвалентного железа и по наличию легко окисляемого двухвалентного железа. Такое тестирование строится на допущении, что, в случае справедливости нашей гипотезы, в перемагниченных породах, даже окисленных под действием внешнего флюида, может остаться двухвалентное железо, количество которого относительно трехвалентного железа должно быть ощутимо больше, чем в неперемагниченных породах. Впрочем, если исходно содержащая двухвалентное железо порода оказалась полностью окислена, в ней мы обнаружим только трехвалентное железо. В частности, поэтому предлагаемое тестирование носит, конечно, достаточно условный характер.

В нашем распоряжении имеется два средства для экспресс-анализа относительного содержания двухвалентного и трехвалентного железа — определение содержания соответствующих окислов рентгенофлуоресцентным методом и методом “мокрой” химии [Химический анализ ..., 1974] (выполнено в химической лаборатории ГИН РАН) и косвенное определение соотношения содержания минералов, содержащих двух и трехвалентное железо, путем изучения изменения относительной величины Irs в процессе нагрева [Багин и др., 1988] в лаборатории Главного магнитного поля ИФЗ РАН.

Последняя методика предполагает измерение Irs в процессе последовательных нагревов. Минералы двухвалентного железа, в частности, пирит, при нагреве распадаются с окислением и с образованием магнетита, что проявляется в резком увеличении значений Irs на интервалах температур, специфичных для разных минералов. Например, разрушение и окисление пирита происходит в интервале температур 400–500°C, а глинистых минералов — при 500–600°C.

Результаты этих определений приведены на рис. 15. Для многих образцов (но не для всех!) наши предсказания совпадают с наблюдениями. В перемагниченных породах, в отличие от неперемагниченных, в 5 случаях из 6 мы наблюдаем резкое увеличение Irs в области температур 450–500°C, связанное, вероятно, с преобразованием пирита в магнетит. Окислы трехвалентного железа чаще (в 4 случаях из 6) преобладают в неперемагниченных породах, чем в перемагниченных. Ясно, что выполненное тестирование является довольно грубым. Адекватное тестирование предложенной гипотезы требует более тонких инструментов для оценки геохимической обстановки диагенеза рассматриваемых пород.

В осадочных породах опорного разреза ордовика р. Мойеро присутствуют породы несущие, как первичную ордовикскую, так и метакхронную пермо-триасовую намагниченность [Pavlov, Gallet, 1996]. Исследование метакхронной компоненты показывает высокую кучность распределения ее средних направлений, определенных для разных обнажений, разнесенных на десятки километров вдоль долины р. Мойеро.

Рассчитанный по этой компоненте параметр Sb , отражающий амплитуду геомагнитных вариаций, записанных метакхронной компонентой, оказывается существенно ниже ожидаемых значений, при этом полюс, рассчитанный по среднему палеомагнитному направлению, заметно и статистически значимо отличается от хорошо известного пермо-триасового полюса Сибирской платформы [Pavlov et al., 2019]. Эти данные определенно указывают на то, что формирование метакхронной компоненты проходило в течение времени, недостаточного для осреднения вековых вариаций. Опираясь на анализ, выполненный в работе [Konstantinov et al., 2015], мы оцениваем длительность формирования метакхронной компоненты временем порядка нескольких сотен лет.

Сравнение петромагнитных свойств перемагниченных и неперемагниченных пород указывает на их некоторое различие (как по коэрцитивным, так и по термомагнитным параметрам), однако насколько закономерным является это различие можно будет выявить только при анализе значительно больших коллекций из разных регионов.

Предложена гипотеза, объясняющая, почему одни красноцветные породы сохраняют древнюю намагниченность, а другие — полностью или частично перемагничены. Предварительные измерения скорее поддерживают эту гипотезу, однако ее корректное тестирование требует применения более тонких инструментов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана грантом Российского научного фонда № 20-17-00198.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.Е. Магнетизм альфа-окислов и гидроокислов железа. М.: ИФЗ АН СССР. 1988. С. 179.
- Гуревич Е.Л. Палеомагнетизм ордовикских отложений в разрезе на р. Мойеро. Палеомагнитные методы в стратиграфии. Л.: ВНИГРИ. 1984. С. 35–41.
- Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура р. Мойеро (Сибирская платформа). Новосибирск: Наука. 1977. С. 175.

- Мяжкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б. Стратиграфия ордовикский и силурийских отложений долины р. Мойеро, Сибирская платформа. М.: изд-во АН СССР. 1963. 65 с.
- Павлов В.Э., Пасенко А.М., Дронов А.В., Чернышов С.П. Палеомагнетизм ордовикского разреза Мишина Гора (Псковская область): запись древнего геомагнитного поля и ограничения на возраст мишиногорской взрывной структуры // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2022. Т. 67. № 1. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.101>
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: АН СССР. 1960. Т. 1 (Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли). 212 с.
- Химический анализ горных пород и минералов / И.П. Попов, И.А. Столярова (ред.). М.: Недра. 1974. 248 с.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. С.312.
- Biggin A.J., van Hinsbergen D.J.J., Langereis C.G., Straathof G.B., Deenen M.H.L. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2008. V. 169 (1–4). P. 3–19.
- Butler R.F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geological Terranes. Electronic edition. 1998.
- Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. Conodont Colour Alteration – An Index to Organic Metamorphism // Geol. Surv. Prof. Pap. 1977. V. 995. P. 1–27.
- Gallet Y., Pavlov V. Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraint on the geomagnetic reversal frequency during the early Paleozoic // Geophysical J. International. 1996. V. 125. P. 95–105.
- Jiang Z., Liu Q., Dekkers M.J., Taux L., Qin H., Barrón V., Torrent J. Acquisition of chemical remanent magnetization during experimental ferrihydrite–hematite conversion in Earth-like magnetic field—implications for paleomagnetic studies of red beds // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 428. P. 1–10.
- Konstantinov K.M., Bazhenov M.L., Fetisova A.M., Khutor-skoy M.D. Paleomagnetism of trap intrusions, East Siberia: Implications to flood basalt emplacement and the Permo–Triassic crisis of biosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 394. P. 242–253.
- Pavlov V., Courtillot V., Bazhenov M., Veselovskiy R., Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // Tectonophysics. 2007. V. 443. P. 72–92.
- Pavlov V.E., Fluteau F., Latyshev A.V., Fetisova A.M., Elkins-Tanton E.T., Black B.A., Burgess S.D., Veselovskiy R.V. Geomagnetic Secular Variations at the Permian-Triassic Boundary and Pulsed Magmatism During Eruption of the Siberian Traps // Geochemistry Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. № 2. P. 773–791. <https://doi.org/10.1029/2018GC007950>
- Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.A., De Waele B., Mazukabzov A.M. Paleomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian palaeomagnetic pole from the Siberian craton // Geophysical Journal International. 2006. V. 167. № 2. P. 649–658.
- Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Zhao X., Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V. Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic (ca. 450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from Lena and Nyuya rivers // Geophys. J. Int. 2013. V. 194. P. 1412–1440.
- Pullaiah G.E., Irving E., Buchan K.L., Dunlop D.J. Magnetization changes caused burial and uplift // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 28. P. 133–143.
- Rowan C.J., Roberts A. Tectonic and geochronological implications of variably timed remagnetizations carried by authigenic greigite in fine-grained sediments from New Zealand // Geology. 2005. V. 33. P. 553–556.
- Tauxe L. Essentials of Paleomagnetism. Univ of California Press. 2010. Science. 489 p.
- Tomezzoli R.N., Ricardo N.M., MacDonald W.D. Tectonic implications of post-folding Permian magnetizations in the Carapacha Basin, La Pampa province, Argentina // Earth Planets Space. 2006. V. 58. P. 1235–1246.
- Torsvik T.H., Andersen T.B. The Taimyr fold belt, Arctic Siberia: timing of pre-fold remagnetisation and regional tectonics // Tectonophysics. 2002. V. 352(3). P. 335–348.

Metachronous Remagnetization of the Ordovician Rocks of the Moyero River Key Section (North of the Siberian Platform): Duration and Probable Mechanism

V. E. Pavlov^{a, *}, D. V. Rud'ko^a, S. A. Fursova^a, and T. E. Bagdasaryan^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: pavlov.ifz@gmail.com

The study of the metachronous Permian–Triassic magnetization component, widespread in the Moyero River Ordovician sediments, shows a highly concentrated distribution of its mean directions determined for different outcrops separated by tens of kilometers from each other. The S_b parameter calculated from this component, which reflects the amplitude of the variations recorded by the metachronous component, proves to be significantly lower than expected; at the same time, the pole calculated from the mean paleomagnetic direction is markedly and statistically significantly different from the well-known Permian–Triassic pole of the Siberian Platform (Pavlov et al., 2019). These data definitely indicate that the metachronous component has been acquired over a time period insufficient for averaging the secular variation. Based on the analysis of

(Konstantinov et al., 2015), we estimate the duration of the formation of the metachronous component to be on the order of a few hundred years. The comparison of the petromagnetic properties of the remagnetized and non-remagnetized rocks reveals their some slight difference in both coercive and thermomagnetic parameters. However, to what extent this difference is regular will only be possible to establish from the analysis of significantly larger collections from different regions. A hypothesis explaining why some red rocks retain their ancient magnetization while others are completely or partially remagnetized is proposed. The data that rather support this hypothesis are presented, but its correct testing requires further research.

Keywords: metachronous remagnetization, Ordovician deposits, Permian-Triassic component