

УДК 550. 384

МАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН (СВИТА ФРЕНКЕЛЬРИДЖЕН)

© 2024 г. А. Г. Иосифиди^{1,2, *}, Н. В. Сальная^{2, **}

¹Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма,
ионосферы и распространения радиоволн РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

²Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: iosag@mail.ru

**E-mail: natasavi@inbox.ru

Поступила в редакцию 22.10.2023 г.

После доработки 31.01.2024 г.

Принята к публикации 07.02.2024 г.

В работе представлены результаты исследования коллекции палеомагнитных образцов горных пород нижнедевонского возраста (свита Френкельриджен), собранных на северо-западе острова Западный Шпицберген. Основным носителем естественной остаточной намагниченности изученных пород является гематит. По данным компонентного анализа выделены доскладчатые, биполярные компоненты естественной остаточной намагниченности, для которых тест обращения положительный. Проведено сравнение последовательности магнитозон геомагнитного поля изученного разреза с имеющимися мировыми данными по нижнему девону.

Ключевые слова: палеомагнетизм, магнитная стратиграфия, девонские отложения, палеомагнитный полюс, остров Западный Шпицберген, Восточно-Европейская платформа.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040094>, EDN: FWLSKE

ВВЕДЕНИЕ

Существующие варианты общей магнито-стратиграфической шкалы фанерозоя [Храмов, Шкатова, 2000; Becker et al., 2020] имеют значимые различия для нижнедевонской эпохи. В обоих вариантах фиксируется зона прямой полярности в начале лохковского яруса. По работе [Храмов, Шкатова, 2000] выделяется еще 5 зон прямой полярности, а по работе [Becker et al., 2020] – две короткие зоны прямой полярности. Такое различие требует проведения дополнительных исследований для уточнения магнитной зональности геомагнитного поля в нижнедевонское время. Одной из причин сложившейся ситуации является неполнота разрезов девонских отложений, изученных на разных континентах. Зачастую наличие перерывов в осадочных толщах девона не позволяет получить полные временные ряды палеомагнитных данных. Поэтому необходим поиск разрезов большой мощности и их палеомагнитное изучение. Одними из перспективных объектов являются девонские отложения острова Западный Шпицберген [Буров, Семевский, 1976; Мурашов, Мокин, 1976;

Стратиграфический словарь..., 1990]. Общая мощность девонских отложений острова Западный Шпицберген достигает 8 км. Палеомагнитные исследования девонских отложений острова Западный Шпицберген были начаты в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ под руководством А.Н. Храмова в 80-х годах прошлого века. Полевые работы проводились совместно с геологами Шпицбергенской партии Полярной морской геологоразведочной экспедиции, Санкт-Петербург.

Корреляция геологических разрезов и реконструкция палеогеографического положения древних бассейнов седиментации палеомагнитным методом имеет значение как для расшифровки истории их формирования, так и для разведки полезных ископаемых. Одним из перспективных районов на поиски полезных ископаемых является Баренцево-Карский бассейн. С севера он ограничен архипелагом Шпицберген, Землей Франца Иосифа, с востока – Северной Землей, а с юга – Восточно-Европейской платформой (ВЕП) и Печорской плитой.

Очевидно, что докайнозойская история развития этого обрамления в значительной степени определила историю и современное строение самого бассейна. Однако имеющиеся временные ряды данных неоднородны, и построить детальную магнитостратиграфическую шкалу и полную траекторию кажущейся миграции палеомагнитного полюса не удастся. В некоторых работах были сделаны попытки построения траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса в интервалах: поздняя пермь – мел [Torsvik et al., 2001] и нижний девон – триас [Иосифиди, Храмов, 2013]. Для построения полноценной траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса Шпицбергена необходимо получение новых палеомагнитных данных. Это позволит решать ряд тектонических задач как по взаимному положению относительно соседних тектонических плит, так и по относительному перемещению тектонических единиц самого Шпицбергена. Достоверность полученных палеомагнитных данных является важным условием палеомагнитных работ. Для оценки качества полученных данных используется ряд критериев, основанных на многочисленных исследованиях прошлых лет [Van der Voo, 1990]. Для магнитостратиграфических исследований достаточно детально эти критерии были рассмотрены в работе [Opdyke, Channell, 1996]. При разработке общей магнитостратиграфической шкалы фанерозоя А.Н. Храмов выделил основные восемь критериев [Храмов, Шкатова, 2000]. В построении Общей магнитостратиграфической шкалы фанерозоя использованы только те результаты, которые удовлетворяют, кроме первых двух, еще не менее чем трем критериям из перечисленных восьми [Храмов, Шкатова, 2000].

Результаты работ сотрудников палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ по отложениям острова Западный Шпицберген частично опубликованы в работах [Гуревич, Слауцитайс, 1988; Погарская, Гуревич, 1988; Иосифиди и др., 2007; 2010; Иосифиди, Храмов, 2013; Иосифиди, 2015; Сальная, Иосифиди, 2019], но исследования продолжаются.

На севере острова Западный Шпицберген начинается девонский грабен, который прослеживается в субмеридиональном направлении на юг. С запада и востока грабен ограничен системами глубинных разломов, заложение этих нарушений относится к фазам каледонского тектогенеза, а, возможно, к еще более ранним периодам геологической истории, рис. 1. Полуграбен, в пределах которого находится Земля Андре, имел ширину более 50–60 км, а его

восточной границей была, возможно, Биллефьордская зона разломов. Размерность зерна в отложениях уменьшается с юго-востока на северо-запад. Основное питание бассейна осадконакопления шло с востока, где крутизна бортов грабена определяла грубообломочный характер новообразованных пород в основании тектонического уступа, тогда как на западе в результате этого накапливались более тонкозернистые отложения. Новообразованный бассейн имел первоначально более крупный размер (по длине 50–60 км), чем тот, что сохранился на сегодняшний день. Обнаружение тех же отложений к западу от Брейбогенского (Breibogen Fault) разлома свидетельствует, что бассейн простирался далеко на запад. Последние геофизические материалы указывают на наличие этих пород и на полуострове Нью Фрисланд (Ny Friesland) [Сироткин, Никитин, 2011]. Начальные фазы формирования рифтогенной структуры характеризовались флювиальными и озерными обстановками осадконакопления. В результате в условиях, вероятно, аридного климата формировалась красноцветная толща, а на рубеже нижнего и среднего девона в прибрежно-морских условиях – сероцветная. Отсутствие же в разрезе грабена значительных проявлений вулканитов подтверждает тезис о холодной литосфере под ним и об отсутствии магматических очагов в этой части коры. Блоковые движения по уже существующим разломам происходили и в девонский период. Эти процессы оказывали влияние на условия образования осадочных толщ – перерывов в осадконакоплении, распределение фаций, особенности литологического состава девонских отложений, условия их залегания, формирование структур [Буров, Семевский, 1976; Мурашов, Мокин, 1976; Сироткин, Никитин, 2011].

Основные фазы складчатости проявились в конце раннего – начале среднего девона и на рубеже среднего – позднего девона. В результате была сформирована современная блоковая структура грабена.

В девонских отложениях выделены все три отдела, которые разделены на шесть серий: Сиктафьеллет (Siktefjellet), Ред-Бей (Red Bay), Вуд-Бей (Wood Bay), Грей-Хук (Grey Hoek), Вейде-Бей (Wijde Bay) и Мимердален (Mimerdalen), в четырех из них выделены свиты. Серия Ред-Бей (нижний девон), по данным Л.Г. Мурашова и Ю.И. Мокина [Мурашов, Мокин, 1976], представлена шестью свитами – Вульфбергет (Wulffberget), Работдален (Rabotdalen), Принцесса Алиса (Prinsesse Alicefjellet), Андребреен

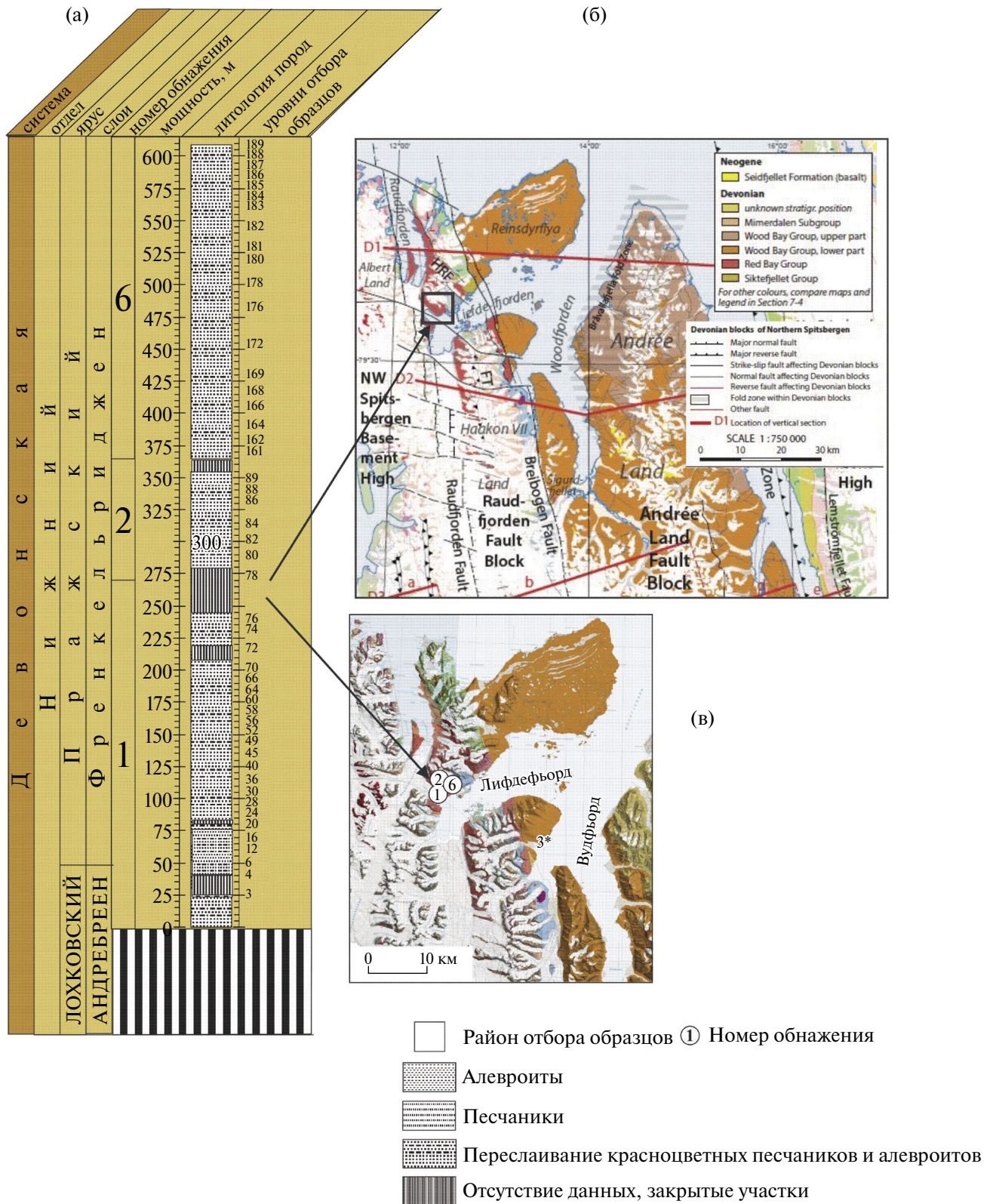


Рис. 1. Схема расположения обнажений девонских отложений и стратиграфическая колонка по изученному разрезу в районе северного берега Лифде-фьорда: (а) – литолого-стратиграфическая колонка, стратиграфические уровни отбора образцов в разрезе свиты Френкельридж; (б) – тектоническая карта (фрагмент) острова Западный Шпицберген [Geoscience ..., 2015; Dallmann et al., 2015]; (в) – место отбора образцов и номера обнажений на геологической карте [Dallmann et al., 2005].

(Andreebreen), Френкельриджен (Fraenkelryggen) и Бен-Невис (Ben Nevis).

Нижние горизонты серии Сиктафьеллет и конгломераты Ред-Бей (свиты Вульфбергет, Работдален, Принцесса Алиса) залегают с угловым несогласием и размывом на каледонском складчатом основании. На пострифтовой стадии в условия низкого рельефа формировались речные, лагунные, озерные и мелководные морские фации. На размывтой поверхности свиты Принцессы Алисы без видимого углового несогласия залегают свита Андербреен (серо-зеленые полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов; мощность 200 м). На отложения свиты Андебреен согласно залегают свита Френкельриджен (красноцветные песчаники и алевролиты с прослоями зеленовато-серых песчаников и алевролитов; мощность 600 м; остатки панцирных рыб, пелеципод и флоры). Завершают разрез серии Ред-Бей свита Бен-Невис (серо-зеленые песчаники, в средней части пачка лилово-красных песчаников и алевролитов; мощность 900 м; остатки рыб, остракод и пелиципод).

В последних работах [Blomeier et al., 2003; Geoscience ..., 2015] в серию Ред-Бей включены только четыре верхние свиты – Принцесса Алиса, Андербреен, Френкельриджен и Бен-Невис.

В данной статье мы представляем новые палеомагнитные данные по разрезу нижнедевонских отложений серии Ред-Бей (свита Френкельриджен), расположенному на северном берегу Лифде-фьорда (Liefdefjorden), в северо-западной части острова Западный Шпицберген. Свита Френкельриджен имеет видимую мощность 600–700 м [Мурашов, Мокин, 1976; Стратиграфический ..., 1990; GeoscienceAtlas..., 2015], рис. 1.

Отложения свиты Френкельриджен соответствуют пражскому ярусу нижнего девона [Blomeier et al., 2003; Geoscience Atlas..., 2015]. Из отложений свиты, собрано большое количество остатков панцирных рыб, пелеципод и флоры. Из рыб определены *Cyanthaspids*, *Heterostraci*, *Cephalaspids*, *Osteostraci*, *Acantodii*, *Merestomate* [Мурашов, Мокин, 1976]. В свите в изобилии встречаются растительные остатки, а также *Pachythesa* и возможно, грибы *Prototaxites* (см. обобщение в работе [Davies et al., 2021]), а также обнаружены остатки телодонтов, включая лоховские таксоны *Boreania minima*, *Canonina grossi*, *N. elongata*, *Nikolivia gutta* и *Turinia pagei*, *Nikolivia*

depressa sp. nov. (см. обобщение в работе [Blom, Goujet, 2002]).

Отбор образцов производился от подошвы горы Птераспистоппен вверх по склону. Фиксировались высотные отметки начала и завершения отбора по каждому профилю. Смещение на восток велось по горизонтали. В соответствии с описанием предыдущего разреза выбиралась точка начала отбора следующего профиля.

Обнажение 1 находится на северном берегу Лифде-фьорда, в его начале, у подошвы горы Птераспистоппен (Pteraspistoppen), по южному склону. Здесь в береговых обрывах вдоль морского пляжа, в отдельных коренных выходах, наблюдаются серые и серо-зеленые среднезернистые песчаники, слагающие самые верхи свиты Андебреен. Выше залегают свита Френкельриджен, представленная переслаиванием коричнево-красных, разнозернистых, часто косослоистых песчаников и алевролитов [Мурашов, Мокин, 1976; Стратиграфический..., 1990]. Контакт между свитами согласный, проводится по появлению в разрезе красноцветных пород. Породы отбирались с шагом 2–3 м (76 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала 240 м). Элементы залегания: азимут 210°–293°, углы падения 20°–60°.

Обнажение 2 находится на северном берегу Лифде-фьорд, в его начале, по восточному склону горы Птераспистоппен (Mt. Pteraspistoppen). Здесь, после закрытого участка на высоте ~270 м, обнажаются породы свиты Френкельриджен. Породы представлены зелеными, серо-зелеными песчаниками, с редкими прослоями зелено-серых алевролитов. По разрезу отмечается наличие прослоев буровато-серых песчаников и алевролитов [Мурашов, Мокин, 1976; Стратиграфический..., 1990]. Породы отбирались с шагом 4–8 м (34 стратиграфических уровня, общая мощность изученного интервала 110 м). Элементы залегания: азимут падения 247°–297°, углы падения 23°–38°.

Обнажение 6 является продолжением обнажения 2 и находится на северном берегу Лифде-фьорд, в его начале, по восточному склону горы Птераспистоппен начиная с высоты 340 м. Породы представлены серо-зелеными, бурными песчаниками с прослоями алевролитов [Мурашов, Мокин, 1976; Стратиграфический..., 1990]. Породы отбирались с шагом 5–10 м (28 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала разреза 246 м). Элементы залегания: азимут 267°–295°, углы падения 17°–39°.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Лабораторные палеомагнитные измерения и обработка полученных результатов проводились по общепринятой методике [Палеомагнитология, 1982]. Ступенчатое терморазмагничивание образцов выполнялось с шагом 50–3°С до 695°С в немагнитной печи ММТD24 (Shaw Measurements, Великобритания), с последующим измерением намагниченности после каждого этапа чистки с помощью СКВИД-магнитометра (2G Enterprises, США). Изучение магнитной восприимчивости и ее анизотропии осуществлялось на каппа-мосте МФК1 (AGICO, Чехия).

Анализ полученных данных и представление результатов в графической форме выполнялись с использованием программ [Enkin, 1994; Chadima, Hrounda, 2006; Попов, 2023]. Анализ данных АМВ проводился с помощью программы Anisoft 5.1.03 (AGICO.cz).

Магнитные свойства пород

Значения скалярных магнитных характеристик: естественной остаточной намагниченности (J_n) и объемной магнитной восприимчивости (K_m) для изученных пород изменяются в небольших пределах (табл. 1). Средние значения J_n и K_m образцов 4.2 мА/м и 3.4×10^{-4} ед. СИ соответственно. Такие значения указывают на то, что минералы, содержащиеся в породе, относятся к слабомагнитным, по отношению к магнетиту и титаномагнетиту [Шолпо, 1986]. Распределения значений J_n и K_m отличаются от нормальных и имеют классический логнормальный характер, рис. 2. Естественная остаточная намагниченность изменяется по разрезу на порядок и имеет повышенные значения в нижней части разреза, что связано с уменьшением красноцветных отложений вверх по разрезу и появлением серозеленых песчаников, с редкими прослоями зелено-серых алевролитов. Магнитная восприимчивость напротив, слабо изменяется по разрезу и не повторяет тренд изменения J_n . Это связано с преобладанием в породах магнитного минерала гематита, магнитная восприимчивость которого сопоставима с парамагнитной составляющей K_m пород, рис. 3, табл. 1 [Шолпо, 1986]. Изменения величины J_n по нижней части разреза (25–250 м) в пределах 3–13 мА/м при среднем около 8 мА/м. Выше по разрезу идет постепенное снижение величины J_n до уровня 1.5 мА/м. Такие изменения J_n могут указывать на существенные изменения условий седиментации в отдельные отрезки геологического времени.

Границы толщ различной J_n являются плоскостями раздела, фиксирующими фациальные сдвиги в областях и/или изменения тектонической обстановки в областях сноса [Молоствовский, 1986]. Также различие J_n по разрезу может быть следствием вторичных преобразований горных пород, однако существенных различий в палеомагнитной записи верхней и нижней части разреза не наблюдается (см. раздел Обсуждение).

На выборочных образцах коллекции для изучения магнитных свойств был выполнен тест Лаури [Lowrie, 1990], проведено изучение зависимости намагниченности образца от приложенного поля (петля гистерезиса) и зависимости остаточной намагниченности насыщения образца от приложенного поля – кривые нормального намагничивания и обратного разрушающего поля (H_{cr}). Гистерезисные параметры (намагниченность насыщения (J_s), остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения (H_c)) были определены после корректировки за вклад диа- и парамагнетиков с помощью автоматической процедуры в программе MicroMag.

Для теста Лаури образцы последовательно намагничивались в трех перпендикулярных плоскостях с использованием импульсного

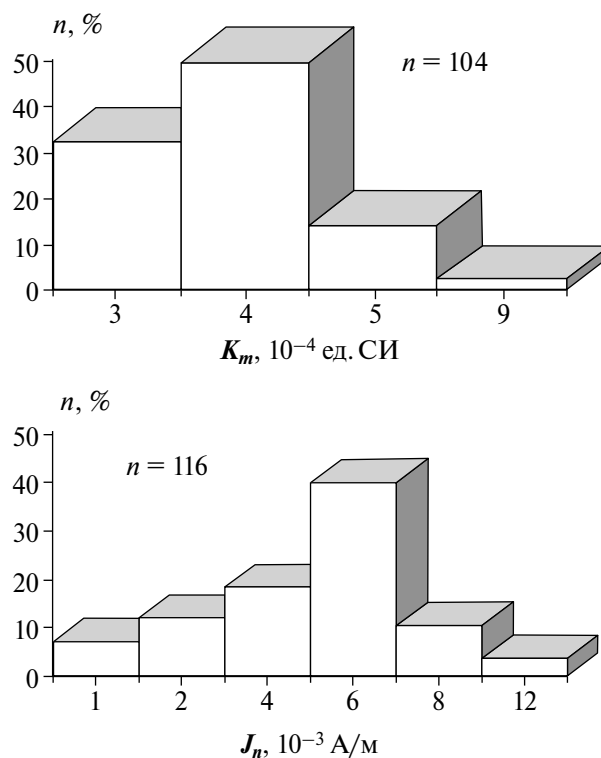


Рис. 2. Гистограммы распределения величин K_m и J_n .

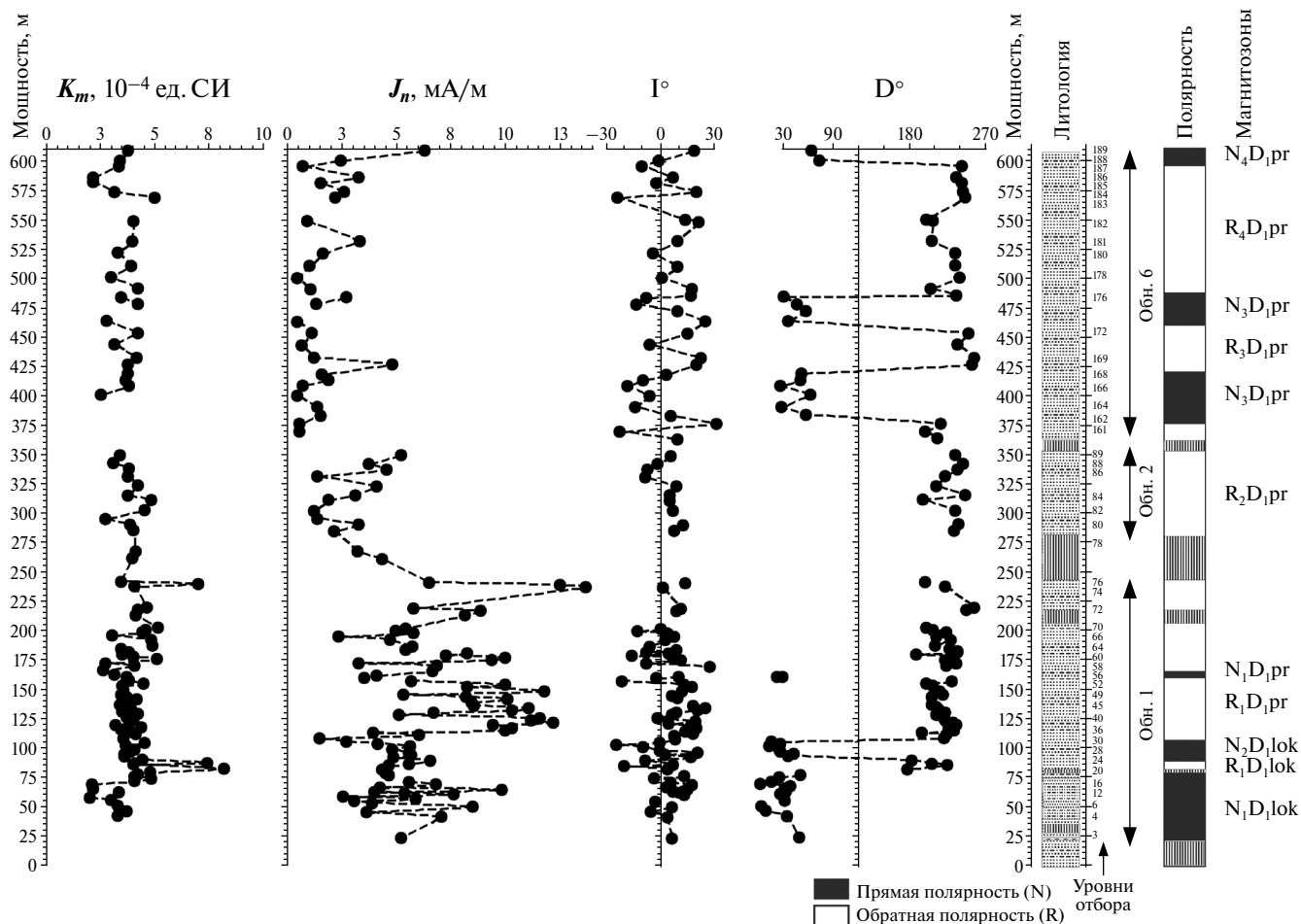


Рис. 3. Изменение величины K_m и J_n и компоненты D1 по разрезу. Слева направо: мощность разреза; изменение по разрезу магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности, наклонения компоненты D1, склонения компоненты D1; литологическая колонка, уровни отбора образцов; полярность магнитозон; обозначение магнитозон.

Таблица 1. Пределы изменения величин J_n и K_m изученных пород

Возраст пород	Число образцов	Диапазон изменения J_n , мА/м	Средне-арифметическое J_n , мА/м	Число образцов	Диапазон изменения K_m , 10^{-4} ед. СИ	Средне-арифметическое K_m , 10^{-4} ед. СИ
D1	116	0.4–11.3	4.2	104	1.9–8.2	3.4

намагничивающего устройства ASC IM-100 (ASC Scientific, США) в полях 1.6, 0.3 и 0.05 Тл. Последующее ступенчатое терморазмагничивание созданной изотермической намагниченности проводилось в установке TD-48 (ASC Scientific, США), а измерение образцов осуществлялось с помощью спин-магнитометра JR-6 (AGICO, Чехия). Лабораторные исследования петель гистерезиса и кривых нормального намагничивания были проведены в нарастающих полях от нуля до 1.5–1.8 Тл

(на некоторых образцах до 0.05 Тл) на установке РМС MicroMag 3900 серии VSM (США).

Результаты исследования по методу Лаури показали, что в большинстве изученных образцов четко выделяются две магнитные фазы, намагничивающиеся в полях 0.05–0.3 и 0.3–1.6 Тл, что может соответствовать гематиту с различным размером зерна (рис. 4, образцы 45, 56, 88), здесь вероятно, мелкозернистый гематит может намагничиваться в более низких полях. Наличие гематита или подобного

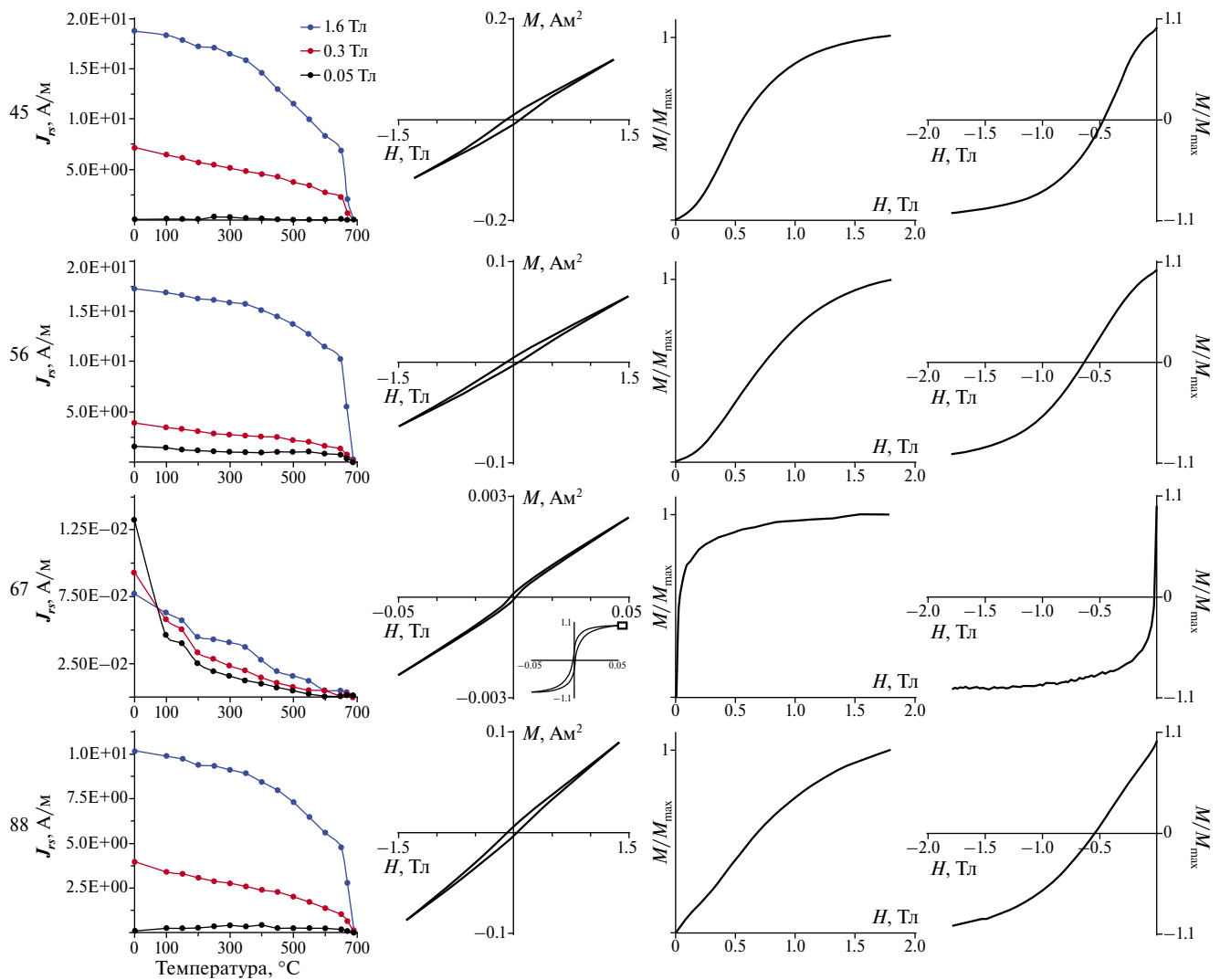


Рис. 4. Результаты экспериментов по методу Лаури [Lowrie, 1990] и гистерезисные характеристики для образцов нижнедевонских пород о. Западный Шпицберген. Слева направо: кривые терморазмагничивания жестких и мягких компонентов J_{rs} , образованных при намагничивании в полях 1.6 Тл по оси X, 0.3 Тл по оси Y и 0.05 Тл по оси Z для образцов 45, 56, 67, 88, соответственно; петли гистерезиса; кривые нормального намагничивания J_s ; кривые разрушающего поля H_{cr} .

по температурам деблокирования магнитного минерала косвенно подтверждается и при размагничивании J_n , где интервал выделения характеристической высокотемпературной компоненты составляет 400–680°C. В единичных случаях (рис. 4, образец 67), помимо магнитожестких минералов наблюдается и магнитомягкий минерал, предположительно титаномagnetитового ряда, намагничивающийся в полях до 0.05 Тл и имеющий температуры деблокирования изотермической намагниченности 550–600°C, что соответствует температурам деблокирования J_n для этого же образца. Форма петель гистерезиса и кривые намагничивания и обратного разрушающего поля

(рис. 4) подтверждают результаты теста Лаури о наличии в коллекции образцов с преимущественно одним магнитожестким минералом, гематитом, и, в единичных случаях, с несколькими минералами – крупнозернистым и мелкозернистым гематитом (намагничивающимся в полях до 0.3 Тл) и, предположительно, минералом титаномagnetитового ряда (рис. 4). На диаграмме Дэй [Day et al., 1977] большая часть образцов попадает в область 0.45–0.8 J_{rs}/J_s и 1.3–2.3 H_{cr}/H_c (рис. 5), что отвечает как однодоменным, так и многодоменным зернам гематита согласно работе [Özdemir, Dunlop, 2014].

Диаграмма Дэя

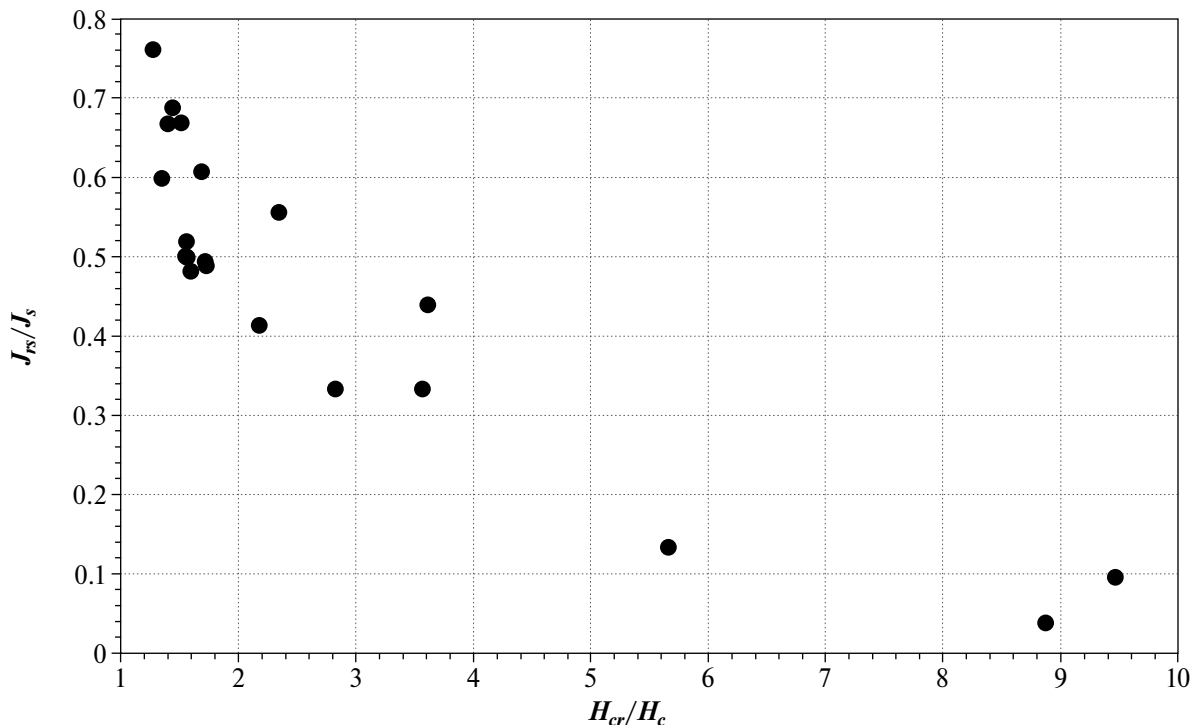


Рис. 5. Диаграмма Дэя.

КОМПОНЕНТНЫЙ АНАЛИЗ

Основным носителем естественной остаточной намагниченности является гематит. Это предопределило выбор методики для выделения компонент J_n : ступенчатое терморазмагничивание. Как видно из диаграмм Зийдервельда, естественная остаточная намагниченность изученных образцов имеет две компоненты, рис. 6. Компонента А, выделяемая в температурном диапазоне (100–400°, 450°C), по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием пород в современном геомагнитном поле. Тест складки для компоненты А — неопределенный [Watson, Enkin, 1993]. Применение теста выпрямления складки дает направление компоненты А ($D = 311^\circ$, $I = 81^\circ$), близкое к направлению геомагнитного поля на момент отбора коллекции ($D = 358^\circ$, $I = 82^\circ$) в 1987 г. Направление современного геомагнитного поля в районе отбора образцов: $D = 5^\circ$, $I = 83^\circ$. Распределение направлений компоненты А показано на рис. 7а, а их статистические характеристики в табл. 2.

По образцам обн. 1, 2 высокотемпературная биполярная компонента D1 выделяется в интервале температур 500–680°C. Распределение направлений компоненты D1 показано на рис. 7б, а их статистические характеристики приведены

в табл. 2. Компоненты обеих полярностей до-складчатые, тест складки положителен. Согласно тесту [Watson, Enkin, 1993] компонента не синскладчатая. Тест обращения полярности для компоненты D1 по обн. 1, 2 отрицателен (угол между осями составляет 10° , при критическом угле равном 8°), [McFadden, McElhinny, 1990].

Однако анализ на присутствие синскладчатых компонент J_n по некоторым группам образцов, в ряде случаев дает положительный результат. По обнажению 1, для компонент J_n прямой и обратной полярности, максимальная кучность векторов J_n достигается при выпрямлении складки на 99 и 73% соответственно. Отметим, что для направлений J_n прямой полярности, выделяются две группы, которые имеют отличие средних направлений компонент J_n . А именно, по образцам обнажения 1, из пластов имеющих разные углы падения, меньше 50° ($N = 14$, $D = 37^\circ$, $I = -8^\circ$, $K = 25$, $\alpha_{95} = 8^\circ$) и больше 50° ($N = 8$, $D = 30^\circ$, $I = -7^\circ$, $K = 25$, $\alpha_{95} = 11^\circ$), максимальная кучность векторов J_n при выпрямлении складки составляет 68 и 80%, соответственно. Тесты складки во всех случаях положительные.

Для обнажения 2, где выделена компонента J_n обратной полярности геомагнитного поля,

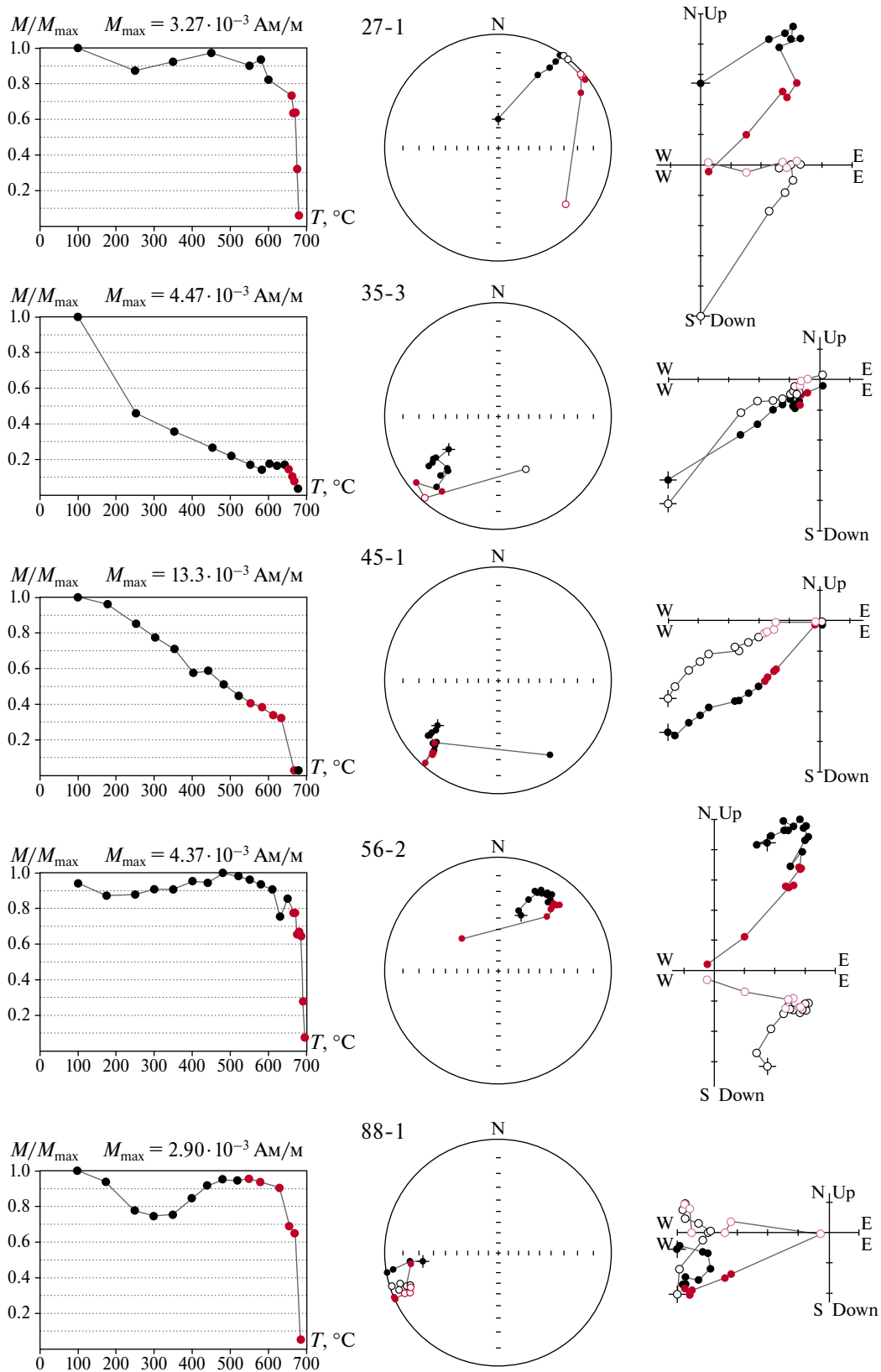


Рис. 6. Примеры терморазмагничивания девонских образцов горных пород температурой (пустые кружки – проекция вектора в вертикальной меридиональной плоскости, залитые кружки – проекция вектора в горизонтальной плоскости; стратиграфическая система координат; остальные пояснения в тексте). обн. 1, 2, образцы 27-1, 35-3, 45-1, 56-2 и 88-1; обн.6, 168-4, 169-3, 171-4, 181-3 и 189-5 (начало).

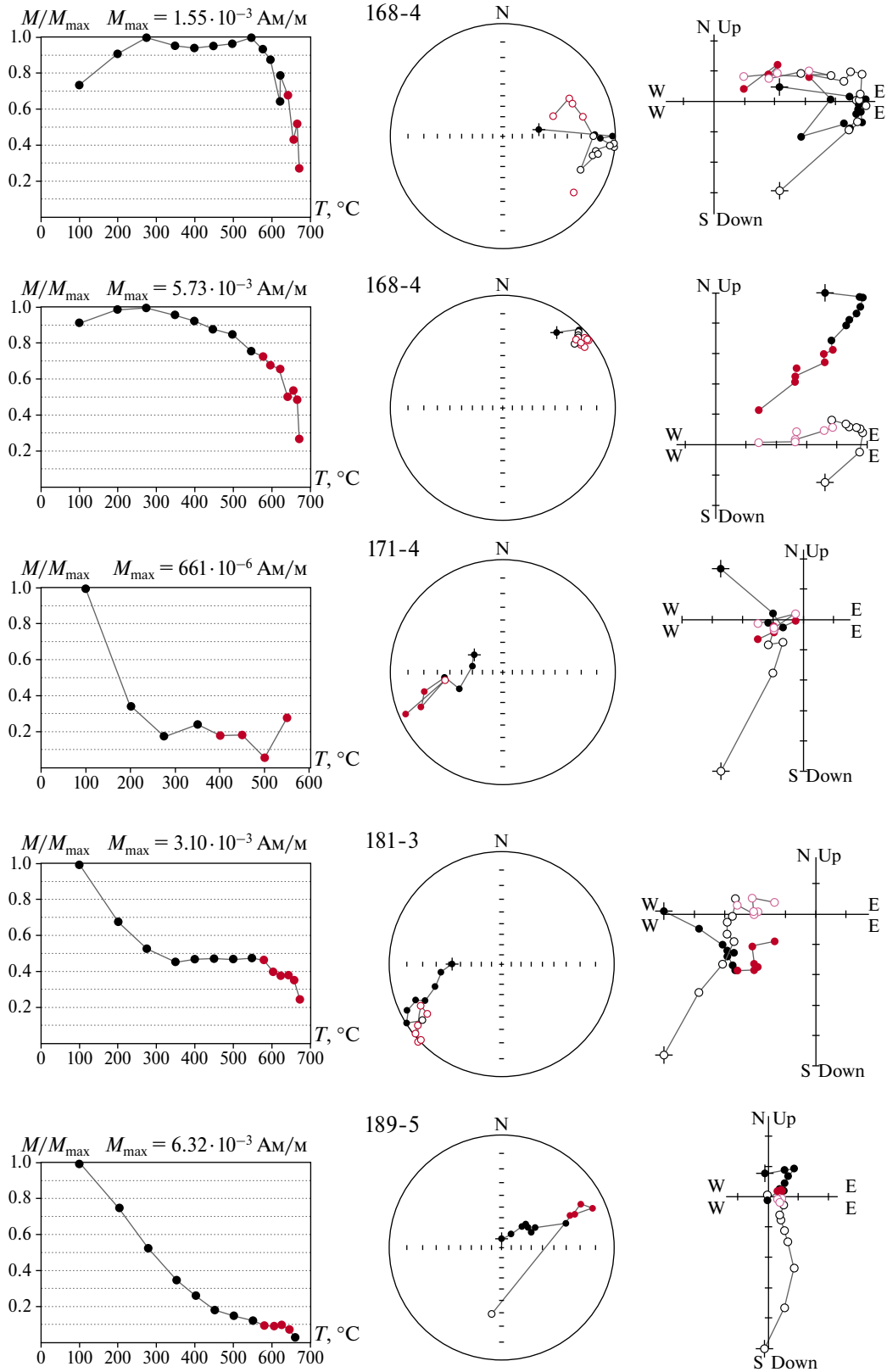


Рис. 6 (окончание).

Таблица 2. Палеомагнитные направления и полосы для девонских отложений (свита Френкельридж) острова Западный Шпицберген. Лифде-Фьорд, ($\Phi = 79.6^\circ \text{N}$, $\Lambda = 12.4^\circ \text{E}$)

№	Возраст ChRM, млн лет	компл. J_n (интервалы выделения, °C)	с.к.	N/n	D°	I°	K	α_{95}	Тест	Φ , °N	Λ , °E	dp°	dm°	ϕ_m
1		Обн. 1, 2, 6 – А (100–350, 450°C)	g	110/200	25	78	34	2	F~(d/c = 0.35±0.09)	76	150	4	4	62
			s		264	57	22	3						
2		Тест выпрямления складки	g		311	81	43	2	30%	77	277	4	4	72
			s		24	-38	15	8						
3		Обн. 1, 2. DIN (500–620, 680°C)	g	21/38	32	2	23	7		10	160	4	7	1
			s		209	49	12	7						
4	413–410	Обн. 1, 2. DIR (400–650, 680°C)	g	46/71	220	5	18	5		6	152	3	5	-3
			s		207	46	12	5	F+(d/c = 1.0±0.2)					
5	413–410	Обн. 1, 2, 6. DINR (2+3)	g	67/109	217	3	18	4	R-, ($\gamma/\gamma_{кр.} = 11^\circ/8^\circ$)	7	155	2	4	-2
			s		212	59		9						
6		*Обн. 1, 2 – NR	g	33/49	226	13		6		1	147	2	3	-7
			s		40	-24	5	23						
7	413–410	Обн. 6. DIN (500–620, 680°C)	g	12/21	50	-5	25	9		4	142	5	9	-3
			s		220	±24	5	23						
8		Обн. 6. DIR (400–650, 680°C)	g	20/48	231	±5	25	9		4	142	5	9	-3
			s		222	27	5	16	F+(d/c = 1.1±0.1)					
9	413–410	Обн. 6. DINR (2+3)	g	32/69	231	8	12	10	R+, C, ($\gamma/\gamma_{кр.} = 3^\circ/13^\circ$)	3	142	5	10	-4
			s		42 222	-26	5	12						
10	413–410	Обн. 1, 2, 6. DIN	g	33/59	51 231	-7	15	7		3	141	4	7	-4
			s		210	34	8	10						
11		Обн. 1, 2, 6. DIR –	g	66/119	219	1	19	6		8	153	3	6	-1
			s		212	40	8	6	F+(d/c = 1.0±0.1)					
12	413–410	Обн. 1, 2, 6. DINR (2+3)	g	99/178	222	4	16	4	R+, B, ($\gamma/\gamma_{кр.} = 6^\circ/8^\circ$)	6	150	2	4	-2
			s											

Примечания: N – число шгифов; n – число образцов; i – система координат (g – географическая, s – стратиграфическая системы координат); D°, I° – склонение и наклонение средних направлений компонент; K – кучность векторов; α_{95} – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; * – направление получено по кругам размагничивания; F+(+, ~)-тест складки положительных (отрицательных) в скобках указан параметр d/c (direction-correction) [Watson, Enkin, 1993], который обозначает долю выпрямления складки, где достигается максимальная кучность векторов J_n ; R – тест обращения полярности + (-) положительный (отрицательный), $\gamma/\gamma_{кр.}$ – угол между векторами прямой и обратной полярности/критический угол для данной выборки, отношение углов $\gamma/\gamma_{кр.}$ позволяет оценить качество теста A, B, C. [McFadden, McElhinny, 1990]; Φ , °N, Λ , °E – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp°, dm° – полуоси овала доверия; ϕ_m – палеомагнитная широта; статистика на уровне шгифов.

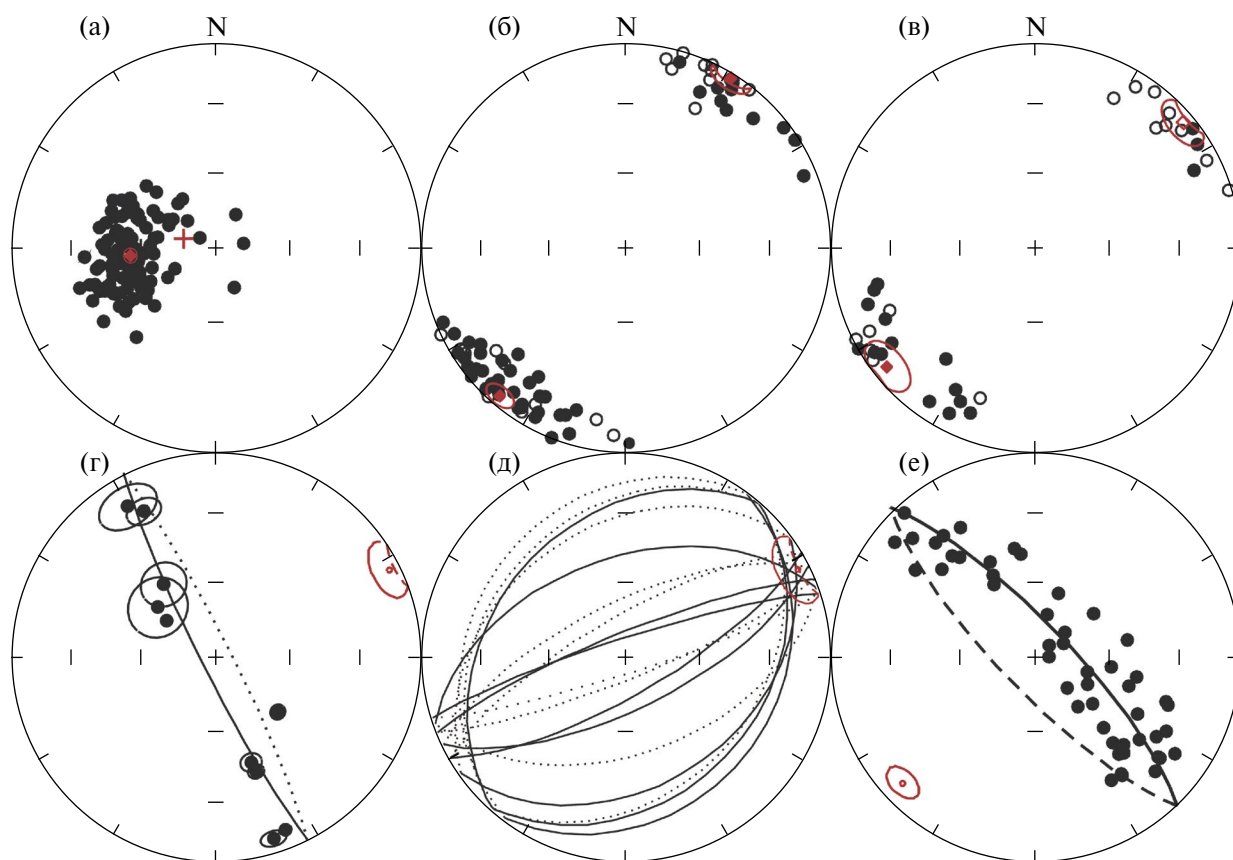


Рис. 7. Распределение направлений J_n после проведения компонентного анализа для девонских отложений свиты Френкельридж: (а) – компонента А по всем обнажениям, крестом показано направление компоненты А после применения теста выпрямления складки, пересчитанное в стратиграфическую систему координат; (б) – компонента D1 по обн. 1, 2; (в) – компонента D1 по обн. 6; (г) – пример оценки среднего направления J_n по нормальям к кругам размагничивания; (д) – пример оценки среднего направления J_n по кругам размагничивания; (е) – определение направления компоненты D1 по нормальям к кругам размагничивания для обн. 1,2; стереопроекции распределений всех компонент J_n приведены в стратиграфической системе координат; пустые (залитые) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу.

тесты складки и выпрямления складки неопределенные, что, по всей вероятности, связано с малым количеством образцов $N/n = 7/10$.

По обнажению 6, для компонент J_n прямой и обратной полярности, тест выпрямления складки дает максимальную кучность векторов J_n при выпрямлении складки на 106 и 107%, соответственно. Тесты складки положительные.

Наличие синскладчатых составляющих компонент J_n , отражается на результатах теста обращения компонент прямой и обратной полярности и вычислении координат палеомагнитных полюсов. В то же время, наличие синскладчатой компоненты позволяет провести выделение магнитозон прямой и обратной полярности J_n .

По образцам обн. 6, также выделяется биполярная компонента D1 как в интервале высоких деблокирующих температур 400–680°C, так и в интервале 350–580° (в случае, когда образцы

нагреты до температур ниже 600°C, что связано с началом химических изменений в ходе нагрева или разрушением образцов, рис. 6, образец 171-4). Компоненты обеих полярностей доскладчатые, тест складки положителен. Тест обращения полярности для компоненты D1 по обн. 6, положителен и соответствует классу С (угол между осями составляет 3°, при критическом угле равном 13°), табл. 2. По всему изученному разрезу (обн. 1, 2 и обн. 6) тест складки и тест обращения полярности для компоненты D1 положительны, тест обращения и соответствует классу В (угол между осями составляет 6°, при критическом угле равном 8°), табл. 2. В ряде случаев, для оценки направления по зонам прямой и обратной полярности, использованы круги размагничивания. Примеры оценки направления J_n для обн. 6, по нормальям к кругам размагничивания ($N = 12$, $D = 63^\circ$, $I = 6$, $\alpha_{95} = 13^\circ$)

и по кругам размагничивания ($N = 12$, $D = 63^\circ$, $I = 6^\circ$, $K = 64$, $\alpha_{95} = 7^\circ$) показаны на рис. 7г и 7д. На рис. 7е показано определение направления компоненты D1 по нормальям к кругам размагничивания для обн. 1, 2: $n = 49$, $D = 226^\circ$, $I = 13^\circ$, $K = 13$, $\alpha_{95} = 6^\circ$, а положение палеомагнитного полюса: $\Phi = 1^\circ N$, $\Lambda = 147^\circ E$, $dp = 2^\circ$, $dm = 3^\circ$, палеоширота $\Phi_m = 7^\circ S$. По критериям достоверности выделения компонент естественной остаточной намагниченности [Van der Voo, 1990], полученные данные соответствуют 6 баллам из 7.

Поведение направления компоненты D1 по разрезу показано на рис. 3. Выделение магнитозон, выполнено по изменению склонения компоненты D1. Так, если направления компонент J_n на стереограмме попадали в первую четверть, полярность определялась как прямая, если в третью четверть, то обратная. Преобладает обратная полярность геомагнитного поля. Зоны прямой полярности выделяются по двум обнажениям (1 и 6), рис. 3. По образцам обнажения 1 выделяется две зоны прямой полярности в интервале 25–110 м, которые прерываются небольшой зоной обратной полярности в интервале 80–91 м (4 стратиграфических уровня, интервал деблокирующих температур при выделении характеристической компоненты J_n , составляет $620\text{--}675^\circ C$). Диапазон деблокирующих температур при выделении характеристической компоненты J_n в интервале 25–80 м (12 стратиграфических уровня) составляет $500\text{--}660^\circ C$ и $600\text{--}675^\circ C$. Для магнитозоны прямой полярности в интервале 91–110 м (7 стратиграфических уровней), спектр деблокирующих температур составляет $580\text{--}675^\circ C$. Примеры кривых размагничивания J_n для обнажения 1 в большинстве имеют выпуклый характер (без учета вязкой составляющей в интервале $100\text{--}400^\circ C$), показаны на рис. 6. Вверх по разрезу 110–350 м выделяется большая зона обратной полярности, за исключением участка 160–170 м, где по трем стратиграфическим уровням изолируется зона положительной полярности. После небольшого закрытого участка 350–365 м, начинается разрез по обн. 6. в диапазоне 365–610 м выделяется биполярная компонента D1. Три зоны обратной полярности и три зоны прямой полярности. Диапазоны деблокирующих температур, при выделении характеристической компоненты J_n , по зонам обеих полярностей близки $350\text{--}500^\circ$, $580^\circ C$ и $500\text{--}645^\circ$, $675^\circ C$, что указывает на присутствие гематита и, возможно, минерала титаномагнетитового ряда.

Корреляция магнитозон свиты Френкельридж с общей магнитостратиграфической шкалой показана на рис. 8. Добавлены данные по свите Бен Невис из работы [Иосифиди, 2015]. Выделенные магнитозоны по породам свиты Френкельридж попадают в интервал обратной полярности 415–405 млн лет общей магнитостратиграфической шкалы GTS2020 [Becker et al., 2020] и удовлетворительно соотносятся с данными по работе [Храмов, Шкалова, 2000].

АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

Результаты измерения анизотропии магнитной восприимчивости по образцам из обн. 1 и 2 представлены на рис. 9. Распределения направлений главных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости для образцов, по которым выделена биполярная компонента D1, показывают признаки влияния вторичных геологических (тектонических) процессов (см. рис. 9а). По части таких “аномальных” образцов (26%), отмечается смещение направления K3 (с наклонами меньше 50°) на юго-запад. Небольшая группа образцов (8%) с низким наклоном на северо-востоке также смещается на юго-запад. Общее распределение показывает присутствие как плоскостной, так и линейной анизотропии магнитной восприимчивости, рис. 9. В аномальных образцах северо-восточной группы преобладает плоскостной тип анизотропии. Величина анизотропии (P) небольшая и имеет значения порядка 2–6%. Для юго-западной группы аномальных образцов преобладает линейный тип анизотропии, а величина анизотропии 3–7%. Для основной группы образцов (68%) величина анизотропии изменяется в пределах 1–10%. Среднее значение степени анизотропии составляет 5%. Для этой группы образцов преобладает плоскостной тип анизотропии (60%), линейный тип у остальных 40% образцов. Статистические параметры направления главных полуосей K1, K2 и K3 и анизотропии магнитной восприимчивости для всего разреза представлены на рис. 9б в табличном виде.

Выявленные особенности анизотропии магнитной восприимчивости показывают, что после образования горные породы испытали смещение и/или деформацию. При этом не исключено, что на параметры анизотропии магнитной восприимчивости также влияет образование крупных агрегатов из-за слипания мелких частиц и плохой ориентация больших

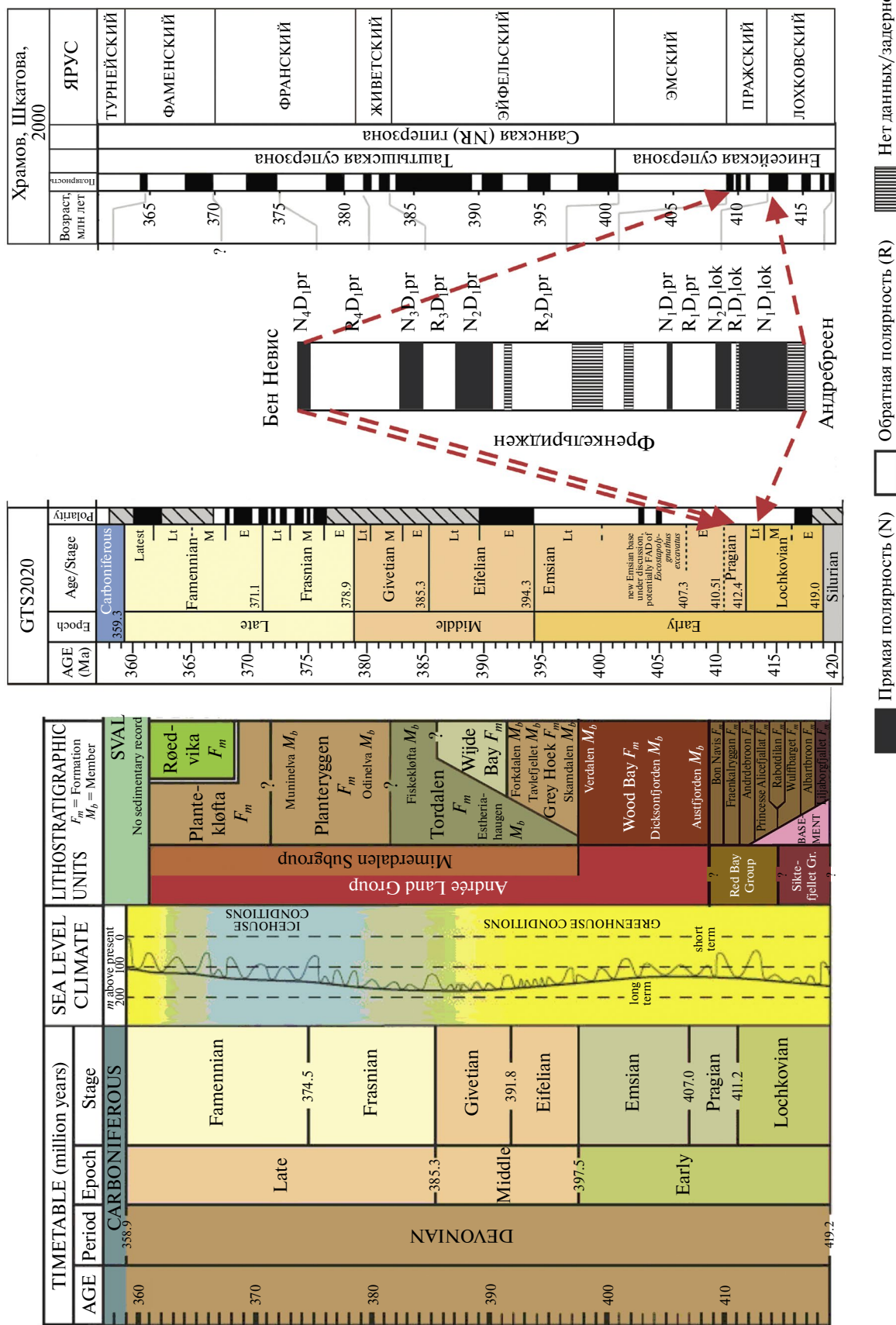


Рис. 8. Корреляция выделенных магнитозон по свите Френкельриджен с общей магнитостратиграфической шкалой. Слева направо: положение серии Ред Бей по отношению к общей стратиграфической шкале [Geoscience Atlas..., 2015 (рисунок модифицирован после [Blomeier et al., 2003]); магнитостратиграфическая шкала девонского периода GTS2020; магнитозоны для свиты Френкельриджен и для зоны контакта со свитой Андребреен, полученные в данной работе, дополненные данными по свите Бен Невис [Иосифиди, 2015]; магнитостратиграфическая шкала 2000 [Храмов, Шкагова, 2000]. Возможная корреляция выделенных магнитозон, показана красными стрелками.

частиц однодоменного гематита, которые плохо ориентируются при осаждении в водной среде.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный компонентный анализ естественной остаточной намагниченности нижнедевонских отложений острова Западный Шпицберген выявил двухкомпонентный состав J_n во всех образцах. Компонента А, выделяемая в температурном диапазоне (100–400°, 450°C), по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием пород в современном геомагнитном поле. Тест складки для компоненты А – неопределенный, табл. 2. Применение теста выпрямления складки дает направление компоненты А, близкое к современному направлению геомагнитного поля в районе отбора образцов на 1987 г. При проведении компонентного анализа J_n по диаграммам Зийдервельда выбирались прямолинейные участки. Однако за счет нечеткого разделения вязкой и древней компонент J_n , диапазон деблокирующих температур для компоненты А во многих образцах составляет 200–400°, 450°. Это ведет к “захвату” начала второй компоненты J_n , что приводит к положительному результату теста на синскладчатость.

Вторая высокотемпературная компонента D1 биполярна и имеет доскладчатую природу. Положительные тесты обращения и удовлетворительная сходимость положений полученных зон прямой и обратной полярности с общей магнитостратиграфической шкалой (см. работу [Храмов, Шкатова, 2000]), также подтверждает древний возраст выделенных характерных компонент J_n , рис. 8. Необходимо отметить, что выделение характерных компонент J_n в позднедевонских отложениях имеет определенные проблемы. Например, в ходе ступенчатого терморазмагничивания J_n (рис. 6, образец 56), в высокотемпературном диапазоне (больше 660°C), отмечается изменение направления: поворот по склонению и увеличение наклонения в положительное значение, вместо отрицательного наклонения. Мы связываем это явление с крупными частицами и агрегатами гематита, которые плохо ориентируются при осаждении в водной среде из-за большого размера. Аналогичный эффект был нами выявлен при изучении красноцветных отложений Донбасса [Iosifidi et al., 2010]. Это подтверждается и при оценке направления J_n , по кругам размагничивания, рис. 7г, 7д, 7е. Выделена доскладчатая биполярная компонента D1, табл. 2.

Тест обращения полярности для обн. 1, 2 отрицателен (угол между осями составляет 10°, при критическом угле равном 8°), что, по всей вероятности, связано с присутствием синскладчатых компонент J_n (см. раздел Компонентный анализ). Присутствие синскладчатых компонент J_n , которые связаны, как показано выше, с разным смещением части пластов обнажения 1 (углы падения меньше 50° и больше 50°) при складкообразовании, поддерживает этот вывод.

Направление палеомагнитного полюса для свиты Френкельридж имеет широту 6°, что больше широты палеомагнитных полюсов по отложениям нижнего девона серии Вуд Бей. Это может являться следствием присутствия вторичных компонент в биполярной компоненте D1, а также может быть обусловлено возвратным перемещением о. Западный Шпицберген в низких широтах. Оценка направления компоненты D1 для образцов по обн. 1 и 2, выполненная по кругам размагничивания, рис. 7е, дает положение палеомагнитного полюса ($\Phi = 1^\circ \text{ N}$, $\Lambda = 147^\circ \text{ E}$, $dp = 2^\circ$, $dm = 3^\circ$, палеоширота $\Phi_m = 7^\circ \text{ S}$) близкое к полюсу ($\Phi = 2^\circ \text{ S}$, $\Lambda = 164^\circ \text{ E}$, $dp = 4^\circ$, $dm = 7^\circ$, палеоширота $\Phi_m = 11^\circ \text{ S}$) по отложениям нижней толщи свиты Кап-кьелдсен серии Вуд Бей [Иосифиди и др., 2007; Иосифиди, Храмов, 2013]. Поэтому использование палеомагнитных полюсов требует корректировки.

Таким образом, наличие синскладчатых составляющих компонент J_n отражается при проведении теста обращения компонент прямой и обратной полярности и координатах палеомагнитных полюсов, но позволяет провести выделение магнизон прямой и обратной полярности J_n .

О возможном перемагничивании красноцветных девонских отложений указывалось в работах [Lovlie et al., 1984; Torsvik et al., 1985]. Для северных разрезов, где преобладают красноцветные отложения, статистически значимых компонент J_n , связанных с позднепалеозойским перемагничиванием, нами раньше не выявлялось. В данной работе в редких случаях, выделяются компоненты, соответствующие позднепермскому перемагничиванию в образцах серозеленных песчаников и алевролитов (обн. 2 и 6; 7 образцов), что статистически малозначимо. Отдельно стоит вопрос о первичности записи компонент J_n . Диапазоны деблокирующих температур, по которым выделяются компоненты J_n разной полярности, не отличаются между собой. По породам, с магнитным носителем гематитом, как правило, высокотемпературные диапазоны

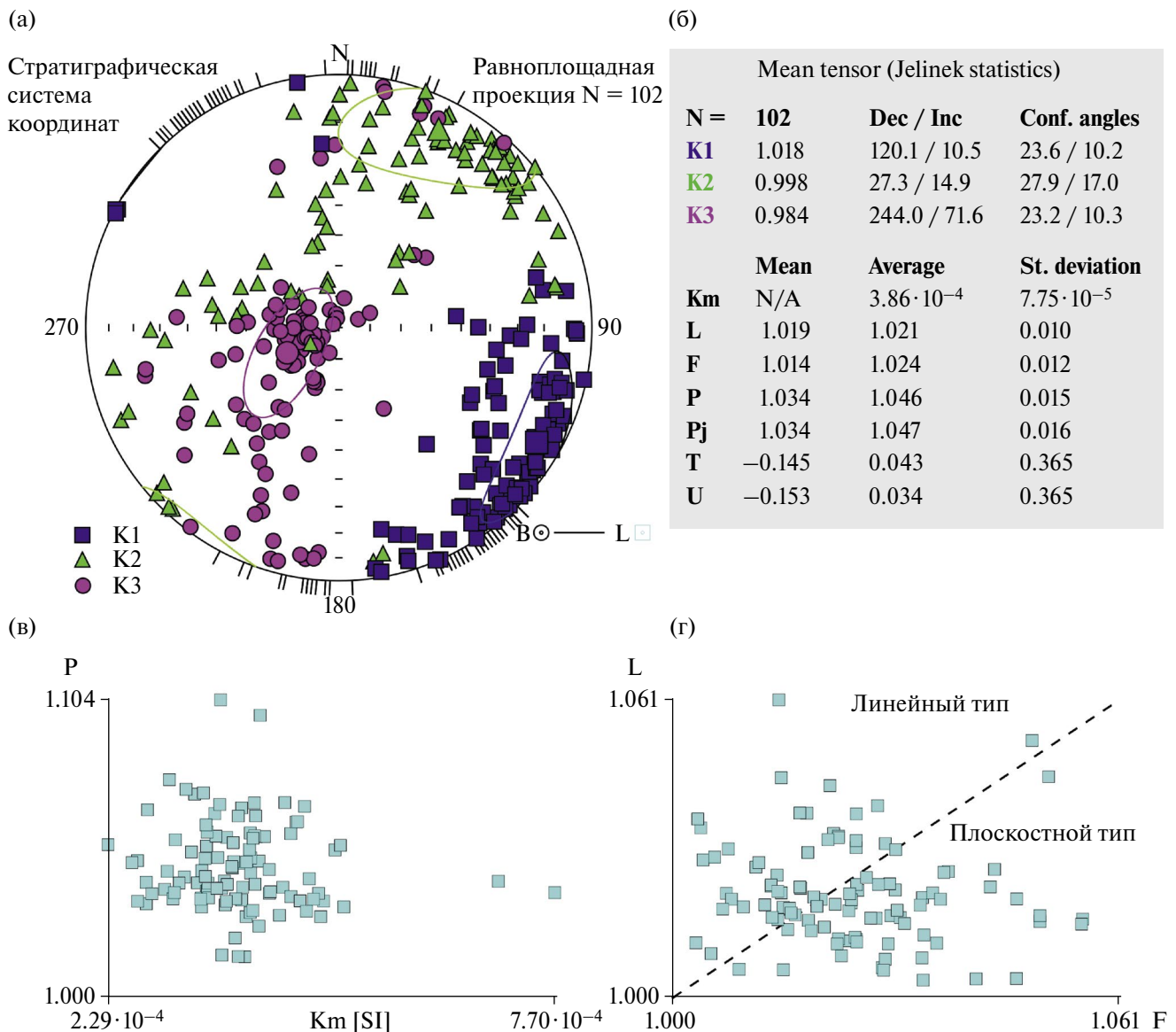


Рис. 9. Параметры анизотропии магнитной восприимчивости для осадочных пород девона свиты Френкель-ридж: (а) – распределения направлений главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости в стратиграфической системе координат, K1, K3, K3 – направления максимальной, промежуточной и минимальной осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости; (б) – таблица параметров анизотропии магнитной восприимчивости; (в) – зависимость степени анизотропии (P = K1/K3) от величины магнитной восприимчивости; (г) – зависимость параметра линейности (L = K1/K2) от степени сплюснутости (F = K2/K3).

деблокирующих температур 500–675°C. В связи с несколько заниженными значениями деблокирующих температур J_n , которые предполагаются для гематита, а также на основании результатов теста Лаури, где отмечается магнитный минерал с температурами деблокирования >650°C и намагничивающийся в полях до 0.3 Тл, есть вероятность, присутствия мелкозернистого гематита. Образцы из сероцветных отложений, содержащих магнитные минералы, предположительно, титаномagnetитового ряда размагничиваются

в диапазоне 350–500, 580°C. В некоторых случаях наблюдаются химические изменения в ходе нагрева (рис. 6, образец 171-4) или происходит разрушение образцов. Изменения до 600°C происходят, как правило, в образцах из сероцветных отложений обнажения б и выделение характеристических компонент J_n для этих интервалов весьма проблематично. Данные по таким образцам не использовались. В этом случае для оценки направлений использовались

результаты, полученные по кругам размагничивания для соседних участков (ниже и выше по разрезу).

Кривые размагничивания J_n , без учета низкотемпературной компоненты А, выделяемой в температурном диапазоне (100–400, 450°C), как правило, имеют выпуклую форму и размагничиваются до нуля в диапазоне 650–680°C, рис. 6.

Как показывают исследования красноцветных отложений, кривые терморазмагничивания детритовой остаточной намагниченности (DRM) обычно имеют выпуклую форму и падают до нуля при ~670–680°C [Cogné et al., 1999; Iosifidi et al., 2010; Løvlie et al., 1984; Li et al., 2013; Tauхе et al., 1980; Yan et al., 2006]. Кривые размагничивания химической остаточной намагниченности (CRM) имеют вогнутую форму и уменьшаются до нуля постепенно к 600–650°C [Jiang, et al., 2017; 2022]. Это является максимальным диапазоном температуры блокирования для CRM гематита. CRM имеет более распределенные спектры деблокирования (от ~200 до 600–650°C), чем DRM (в основном 600–680°C) [Jiang et al., 2017]. Кроме того, спектры разблокировки CRM могут перекрываться со спектрами DRM. Таким образом, чтобы изолировать первичную J_n в красноцветах, лучше всего использовать детальное термическое размагничивание в диапазоне от 600 до >650°C [Jiang et al., 2015; Jiang et al., 2017; Swanson-Hysell et al., 2019]. Различия между CRM и DRM можно объяснить различиями в размерах зерен и кристалличности, которые позволяют отличить CRM от DRM в красных пластах, например, в тибетских отложениях [Bian et al., 2020; Meng et al., 2017; Zhang et al., 2020] и отложениях Северной Америки [Swanson-Hysell et al., 2019]. Таким образом, приведенные выше данные позволяют говорить о записи ориентационной (детритовой) J_n в изученных породах [Jiang et al., 2022].

По критериям оценки достоверности магнитостратиграфических исследований, предложенных в работе [Храмов, Шкатова, 2000], наши данные удовлетворяют 6 пунктам из 8.

ВЫВОДЫ

Палеомагнитные исследования позволили выделить знакопеременную последовательность 11 магнитозон прямой и обратной полярности геомагнитного поля от верхов лохковского яруса до середины пражского яруса. Полученные результаты подтверждают существование стабильной девонской биполярной компоненты J_n

в нижнедевонское время. Магнитостратиграфические данные согласуются с общей магнитостратиграфической шкалой [Храмов, Шкатова, 2000], которая предполагает существование нескольких смен магнитной полярности, и противоречат шкале геологического времени [Becker et al., 2020], в которой предполагается наличие лишь интервала обратной полярности в интервале 415–405 млн лет.

По критериям достоверности выделения компонент естественной остаточной намагниченности полученные данные соответствуют 6 баллам из 7.

По критериям оценки достоверности магнитостратиграфических исследований, полученные данные удовлетворяют 6 пунктам из 8.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа проводилась при финансовой поддержке гранта РНФ 23-27-00461 <https://rscf.ru/project/23-27-0046>

БЛАГОДАРНОСТИ

В заключение авторы приносят свою глубокую благодарность Е.Л. Гуревичу за отбор коллекций и подготовку образцов пород для палеомагнитных исследований и двум анонимным рецензентам за конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буров Ю.П., Семеvский Д.В. Основные черты тектонического строения девонского грабена (остров Шпицберген). Геология Свальбарда / В.Н. Соколов (ред.). Л.: НИИГА. 1976. С. 103–116.
- Гуревич Е.Л., Слауцитайс И.П. Палеомагнетизм мезозойских осадочных и интрузивных пород Западного Шпицбергена. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / А.Н. Храмов (ред.). Л.: ВНИГРИ. 1988. С. 18–30.
- Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Комиссарова Р.А., Плетнева А.С. Баренцево-Печорская плита в девоне: палеогеографическое положение и тектоника ее обрамления: палеомагнитные данные. Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии / А.Н. Храмов (ред.). 2007. С. 126–143.
- Иосифиди А. Г., Храмов А. Н., Комиссарова Р. А. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений архипелага Шпицберген. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. “Материалы международной школы-семинара “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород” / В.П. Щербаков (ред.). СПб.: СОЛО. 2010. С. 72–78.
- Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений о. Западный

- Шпицберген. К палеозойской истории обрамлений Баренцево-Карского бассейна // *Физика Земли*. 2013. № 5. С. 132–149.
- Иосифиди А.Г.* Магнитостратиграфия раннедевонских отложений острова Шпицберген // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2015. Т. 10. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/37_2015.pdf
- Иосифиди А.Г.* Каменноугольные отложения острова Западный Шпицберген: палеомагнитные данные // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2022. Т. 17. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2022/44_2022.html
- Молостовский Э.А.* Скалярные магнитные характеристики пород как показатели условий седиментации. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Л.Е. Шолпо, Б.Ш. Русинов, М: Г. Илаев и др. (ред.). Л.: Недра. 1986. 224 с. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 18. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т). С. 58–73.
- Мурашов Л.Г., Мокин Ю.И.* Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген. Геология Свальбарда / Отв. ред. В. Н. Соколов. Л.: НИИГА. 1976. С. 78–91.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Погарская И.А., Гуревич Е.Л.* Палеомагнетизм девонских пород Шпицбергена. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / А.Н. Храмов (ред.). Л.: ВНИГРИ. 1988. С. 6–17.
- Попов В.В.* Пакет программ (Электронный ресурс) https://ifz-paleomag.ru/Полезные_ресурсы. 2023 г.
- Сальная Н.В., Иосифиди А.Г.* Палеомагнетизм раннедевонских отложений о. Шпицберген. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы XXV юбилейной Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (с международным участием) / В.П. Щербаков (ред.). Москва–Борок, 25–29 сентября 2019 г. Ярославль: Филигрань. 2019. С. 203–208.
- Сироткин А.Н., Никитин Д.В.* Особенности геодинамического развития девонского грабена Шпицбергена // *Записки Горного института*. 2011. Т. 194. С. 104–111.
- Стратиграфический словарь Шпицбергена / И.С. Грамберг (ред.). Л.: Недра. 1990. 203 с.
- Храмов А.Н., Шкатова В.К.* Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России / А.И. Жамойда (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. С. 24–45.
- Шолпо Л.Е.* Магнитная восприимчивость и ее информативность. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Л.: Недра. 1986. 224 с. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 18. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т). С. 42–47.
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C.* The Devonian Period, Geologic Time Scale. 2020. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00022-X>.
- Bian W., Yang T., Jiang Z., Jin J., Gao F., Wang S. et al.* Paleomagnetism of the Late Cretaceous red beds from the Far Western Lhasa Terrane: Inclination discrepancy and tectonic implications. 2020 // *Tectonics*. V. 39(8). P. e2020TC006280. <https://doi.org/10.1029/2020TC006280>
- Blom H., Goujet D.* Thelodont scales from the lower Devonian Red Bay group, Spitsbergen // *Palaeontology*. 2002. V. 45(4). P. 795–820.
- Blomeier D., Wisshak M., Dallmann W., Volohonsky E., Freiwald A.* Facies analysis of the Old Red Sandstone of Spitsbergen (Wood Bay Formation): reconstruction of the depositional environments and implications of basin development // *Facies*. 2003. V. 49. P. 151–174.
- Dallmann W.K., Piepjohn K., Ohta Y.* Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet B4G Reinsdyrflya. Norsk Polarinstitute Temakart nr. 38. 2005.
- Davies N. S., Berry C.M., Marshall J. E.A., Wellman C. H., Lindemann F.-J.* The Devonian landscape factory: plant–sediment interactions in the Old Red Sandstone of Svalbard and the rise of vegetation as a biogeomorphic agent // *Journal of the Geological Society*. 2021. V. 178 (5). <https://doi.org/10.1144/jgs2020-225>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. P. 260–269.
- Chadima M., Hrouda F.* Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // *Travaux Géophysiques*. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Cogne J., Halim N., Chen Y., Courtillot V.* Resolving the problem of shallow magnetizations of Tertiary age in Asia: Insights from paleomagnetic data from the Qiangtang, Kunlun, and Qaidam blocks (Tibet, China), and a new hypothesis // *Journal of Geophysical Research*. 1999. V. 104(B8). P. 17715–17734. <https://doi.org/10.1029/1999JB900153>
- Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data // Pacific Geoscience Centre. Canada. Sidney: Geol. Survey. 1994. 16 p.
- Geoscience Atlas of Svalbard / Winfried K. Dallmann (ed.). Report Series № 148. Norwegian Polar Institute. 2015. 291 p.
- Iosifidi A.G., Mac Niocaill C., Khramov A.N., Dekkers M.J., Popov V.V.* Palaeogeographic implications of differential inclination shallowing in Permo-Carboniferous sediments from the Donets basin, Ukraine // *Tectonophysics*. 2010. V. 490. № 3–4. P. 229–240.
- Jiang Z., Liu Q., Dekkers M.J., Zhao X., Roberts A.P., Yang Z., et al.* Remagnetization mechanisms in Triassic red beds from South China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 479(C). P. 219–230. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2017.09.019>
- Jiang Z., Liu Q., Dekkers M.J., Tauxe 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.024>
- Jiang Z., Liu Q., Roberts A. P., Dekkers M. J., Barrón V., Torrent J., Li S.* The magnetic and color reflectance properties of hematite: From Earth to Mars // *Reviews of*

- Geophysics. 2022. V. 60. P. e2020RG000698. <https://doi.org/10.1029/2020RG000698>
- Meng J., Coe R.S., Wang C., Gilder S.A., Zhao X., Liu H., et al. Reduced convergence within the Tibetan Plateau by 26 Ma? // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. P. 6624–6632. <https://doi.org/10.1002/2017GL074219>
- Lovlie R., Torsvik T., Jelenska M. and Levandowski M. Evidence for detrital remanent magnetization carried by hematite in Devonian Red Beds from Spitsbergen; palaeomagnetic implications // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1984. V. 79. P. 573.
- Lowrie W. Identification of the ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. P. 159–162.
- Li S.H., Deng C., Yao H., Huang S., Liu C., He H. et al. Magnetostratigraphy of the Dali Basin in Yunnan and implications for late Neogene rotation of the southeast margin of the Tibetan Plateau // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118(3). P. 791–807. <https://doi.org/10.1002/JGRB.50129>
- McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- Özdemir Ö., Dunlop D.J. Hysteresis and coercivity of hematite // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 2582–2594. doi:10.1002/2013JB010739
- Opdyke N.D., Channell J.E.T. *Magnetic stratigraphy*. N.Y.: Acad. Press. 1996. 346 p.
- Zhang W., Fang X., Zhang T., Song C., Yan M. Eocene rotation of the Northeastern Central Tibetan Plateau indicating stepwise compressions and eastward extrusions // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47(17). P. e2020GL088989. <https://doi.org/10.1029/2020GL088989>
- Smethurst M.A., Khramov A.N. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander // *Geophys. J. Int.* 1992. V. 108. P. 179–192.
- Swanson-Hysell N.L., Fairchild L.M., Slotznick S.P. Primary and secondary red bed magnetization constrained by fluvial intraclasts // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124(5). P. 4276–4289. <https://doi.org/10.1029/2018JB017067>
- Tauxe L., Kent D.V., Opdyke N.D. Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwalik red beds // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 47(2). P. 279–284. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90044-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90044-8)
- Torsvik T.H., Lovlie R., Sturt B.A. Palaeomagnetic argument for a stationary Spitsbergen relative to the British Isles (Western Europe) since late Devonian and its bearing on North Atlantic reconstruction // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. V. 75. P. 278–288.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Meert J.G., Mosar J., Walderhaug H.J. Reconstructions of the continents around the North Atlantic about the 60th parallel // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 187. P. 55–69.
- Van der Voo R. The Reliability of Paleomagnetic Data // *Tectonophysics*. 1990. V. 184. P. 1–9.
- Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in palaeomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2135–2138.
- Yan M., Van der Voo R., Fang X.M., Pares J.M., Rea D.K. Paleomagnetic evidence for a mid-Miocene clockwise rotation of about 25° of the Guide Basin area in NE Tibet // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 241(1–2). P. 234–247. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.013>

Magnetic Stratigraphy of Lower Devonian Sediments from the Island of West Spitsbergen (Fränkelryggen Formation)

A. G. Iosifidi^{a,b,*} and N. V. Salnaya^{b,**}

^a*St. Petersburg Branch, Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of the Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, 199034 Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: iosag@mail.ru

**e-mail: natasavi@inbox.ru

Received October 22, 2023

revised January 31, 2024

accepted February 7, 2024

Abstract – The collection of paleomagnetic samples of the Lower Devonian Fränkelryggen Formation from the northwest of the island of West Spitsbergen is studied. The main carrier of the natural remanent magnetization of the studied rocks is hematite. Based on the component analysis, the prefolding, bipolar components of the natural remanent magnetization with a positive reversal test are identified. The sequence of the magnetozones of the studied section is compared with the existing world data on the Lower Devonian.

Keywords: paleomagnetism, magnetic stratigraphy, Devonian sediments, paleomagnetic pole, island of West Spitsbergen, East European Platform