

Санкт-Петербургский государственный университет

На правах рукописи

ЭЛЬКИНА ДАРЬЯ ВЛАДИМИРОВНА

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ГЛУБОКОВОДНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОБЛАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ,
СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Научная специальность 1.6.9. Геофизика

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Алексей Лазаревич Пискарев-Васильев

г. Санкт-Петербург
2023 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ.....	16
1. Особенности осадконакопления Центрально-Арктических поднятий в плиоцен-четвертичное время.....	16
1.1. Характеристика источников сноса и скоростей осадконакопления области Центрально-Арктических поднятий.....	16
1.2. Формирование намагниченности осадков.	22
1.3. Характер геомагнитного поля в полярных широтах.....	25
1.4. Палеомагнитные исследования донных морских осадков, опробованных в области Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана.....	26
1.5. Возрастные модели осадконакопления	44
2. Методика проведенных исследований.....	48
2.1. Станции отбора колонок донных осадков	48
2.2. Методика палеомагнитных исследований	52
2.2.1. Методика отбора образцов.....	52
2.2.2. Измерения магнитной восприимчивости	56
2.2.3. Измерения естественной остаточной намагниченности.....	58
2.2.4. Характеристическая компонента остаточной намагниченности.....	59
2.3. Петромагнитные исследования	62
2.3.1. Петромагнитные исследования длинномерных проб	63
2.3.2. Петромагнитные исследования дискретных проб.....	65
2.4. Изотопные исследования	71
2.5. Минералогический анализ и шлифы	72

2.6. Измерения объемной плотности во влажном состоянии	73
3. Палеомагнитная характеристика донных осадков области Центрально-Арктических поднятий.....	74
3.1. Палеомагнитные исследования	74
3.1.1. Палеомагнитные измерения колонок донных морских осадков с поднятия Менделеева	74
3.1.2. Результаты палеомагнитных измерений колонки донных морских осадков из котловины Подводников	96
3.1.3. Результаты палеомагнитных измерений колонки донных морских осадков с хребта Ломоносова.....	101
3.2. Петромагнитные исследования, контролирующие достоверность палеомагнитных данных.....	108
3.2.1. Петромагнитные исследования длинномерных проб	108
3.2.2. Петромагнитные исследования дискретных проб.....	113
4. Магнитостратиграфия и региональные особенности скоростей осадконакопления	131
4.1. Возраст осадков согласно $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$	131
4.2. Корреляция полученных палеомагнитных данных с геомагнитной шкалой полярности	135
4.3. Средние скорости осадконакопления области Центрально- Арктических поднятий	153
5. Аномально намагниченные горизонты	163
5.1. Определение времени формирования кальдеры на хребте Гаккеля	163
5.2. Следы вулканогенной активности в осадках	166
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	175

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	177
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	205
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА	207
ПРИЛОЖЕНИЕ	211

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Северный Ледовитый океан — район растущего научного интереса, изучение эволюции которого является одним из актуальнейших вопросов геологии и смежных дисциплин наук о Земле. Океан занимает особое место в вопросах изучения палеоклимата Земли, а также интенсивно исследуется в связи с проблемами обоснования внешней границы континентального шельфа Российской Федерации. Для получения общей картины геологического развития региона и его дальнейшего геотехнического освоения одними из важнейших задач становятся датирование донных осадков и оценка средних скоростей осадконакопления.

Определение возраста донных морских осадков в Северном Ледовитом океане является нетривиальной задачей, усложняемой бедностью осадка биологическим материалом и применимостью радиоуглеродного метода только в пределах верхней части разреза, что в совокупности с неоднозначной интерпретацией палеомагнитных данных приводит к публикациям возрастных моделей, противоречащих друг другу.

Палеомагнитные исследования морских донных осадков проводились на колонках, опробованных с различных морфоструктур Северного Ледовитого океана. Обратно намагниченные интервалы, выявленные в отобранных осадках палеомагнитными методами, интерпретируются в различных работах в качестве явных инверсий геомагнитного поля [11; 201; 138; 219; 21; 73; 128] или же в качестве более краткосрочных событий, таких как экскурсы в хроне Брюнес [напр., 174; 112; 34; 148; 159], или как результат диагенетически вызванной химической остаточной намагниченности (CRM), изменившей исходную палеомагнитную запись

[44; 223; 217]. Такие выводы приводят к возрастным моделям, которые отличаются между собой на порядок, и, в какой-то степени, ставят под сомнение использование палеомагнитных методов как инструмента для относительного датирования осадков Северного Ледовитого океана в целом. Более того, средние скорости осадконакопления, полученные для определенных морфоструктур центрального Арктического бассейна, часто переносятся на другие его части, на которых может действовать отличный режим осадконакопления, что в свою очередь ведет к значительным погрешностям при распространении обобщённых средних скоростей на весь бассейн.

Степень разработанности

Для района поднятия Менделеева по колонкам, отобранным севернее 83° с.ш., средняя скорость осадконакопления была определена в пределах от 0,8 до 1,6 мм/тыс. лет по положению границы смены полярности палеомагнитных хронов Брюнес-Матуяма уже около полувека тому назад [52; 201; 138]. Впоследствии данные этих авторов были подвергнуты сомнению и пересмотру в сторону «омоложения» осадков [33]. Публикация Jakobsson et al. [112] о сравнительно высокой скорости осадконакопления на хребте Ломоносова (7,2 мм в тыс. лет) легла в основу новой широко признанной возрастной модели, где отрицательно намагниченные интервалы рассматривались в качестве экскурсов в хроне Брюнес. Семь колонок донных осадков (АФ-00-01, АФ-00-03, АФ-00-04, АФ-00-07, АФ-00-08, АФ-00-23, АФ-00-28), отобранных в 2000 году в рейсе НЭС «Академик Федоров» вдоль широтного профиля, пересекающего поднятие Менделеева вблизи 82° с.ш. [21], показали границу смены полярности вектора остаточной намагниченности, согласно интерпретации соответствующую границе Брюнес-Матуяма. В пяти колонках эта граница находится на глубине 86-102 см, и в двух колонках, отобранных к западу от

поднятия Менделеева, — на глубине 188 и 208 см. Таким образом, средние скорости осадконакопления по этим определениям не превышают 1,5 мм в тыс. лет, возрастая к котловине Подводников.

Недавнее исследование Хи и соавторов [221] по колонке ARC5-MA01 подчеркивает сложность построения возрастной модели для Северного Ледовитого океана при отсутствии стратиграфических связующих точек. Возраст исчезновения неравновесного тория $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ был предварительно установлен на подошве МИС-5 на основании встречаемости возрастов *E. huxleyi* (кокколитофориды *Emiliana huxleyi*) и радиоуглеродного датирования. Тем не менее, самая низкая встречаемость *E. huxleyi* в Северном Ледовитом океане была недавно пересмотрена до МИС 7 [158], что свидетельствует о том, что значение $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ выше, чем предполагалось [221]. В результате этого пересмотра первое появление отрицательного наклонения в колонке может быть намного старше, чем МИС 7 (> 240 тыс. лет). Для обоснования магнитостратиграфических интерпретаций записи полярности должны быть откалиброваны по независимым биостратиграфическим и радиометрическим данным, если однозначная корреляция с хорошо датированной записью невозможна. Без этой информации возможны альтернативные интерпретации записи полярности, такие как в работе для колонки, отобранной на хребте Ломоносова [80].

В то же время публикация Xuan и Channel [223] поставила под вопрос применимость палеомагнитных методов для изучения осадков Северного Ледовитого океана: в колонках, отобранных с поднятия Менделеева в ходе экспедиции HOTRAX05, интервалы отрицательных наклонений рассматривались как возможный результат действия химической остаточной намагниченности, приобретенной в ходе окисления титаномагнетита в титаномаггемит. Более того, колонка SWERUS-L2-13-PC1, длиной 7,68 м, отобранная на плато Арлис [217], показала следы похожих изменений. По мнению авторов, детально изученные ими рок-

магнитные и химические параметры, указывают на диагенетические изменения естественной остаточной намагниченности.

Цели и задачи

Целью данной работы является построение надежной магнитостратиграфии разреза донных осадков через область Центральных Арктических поднятий для определения средних скоростей осадконакопления на протяжении четвертичного периода и плиоцена.

Научные задачи:

1. Проведение палеомагнитных и петромагнитных исследований, включая отбор, измерения и обработку полученных данных, для достижения высокой достоверности определения в образцах направлений характеристической остаточной намагниченности.
2. Определение факторов, влияющих на величину магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности, обуславливающих появление в разрезах донных осадков как аномальных по намагниченности прослоев (вулканогенные осадки), так и вторично измененных минералов, носителей намагниченности в осадках.
3. Определение в колонках донных осадков положения хронов и субхронов для корреляции и определения скорости осадконакопления в различных горизонтах осадочных толщ.
4. Применение полученных результатов для описания палеогеографической обстановки в Северном Ледовитом океане в четвертичное время и в плиоцене.

Положения, выносимые на защиту

1. Обоснована фиксация первичной палеомагнитной записи донными осадками Центрально-Арктических поднятий и её принадлежность к инверсиям магнитного поля Земли.
2. Граница хронов Брюнес-Матуяма для района поднятия Менделеева установлена на уровне первых метров, что соответствует скорости осадконакопления нескольких мм в тысячу лет. Такие же скорости осадконакопления для района поднятия Менделеева установлены на протяжении всего четвертичного периода и вплоть до раннего плиоцена, возрастая по направлению к хребту Ломоносова.
3. В Северном Ледовитом океане в плиоцен-четвертичное время установлено несколько эпизодов вулканической активности, сопровождавшихся отложением тонких прослоев вулканогенных (пепловых) осадков, значительно отличающихся по магнитным свойствам от вмещающих толщ.

Научная новизна

1. Для района поднятия Менделеева палеомагнитные исследования, проведенные с высокой степенью детализации измерений (шаг 0,5 см) и, тем самым, вычисления характеристической компоненты остаточной намагниченности, выявили значительные по протяженности интервалы с отрицательной намагниченностью. Такие интервалы были изучены в сравнении с положительно намагниченными, используя обширный комплекс петромагнитных исследований колонок донных осадков.
2. По полученным палеомагнитным определениям, колонки в юго-западной части поднятия Менделеева уверенно демонстрируют фиксацию двух событий смены полярности в первых метрах колонок, последовательно отображая характеристическое наклонение преимущественно одного знака в интервалах более одного метра, подтверждаемое низкими значениями

максимального углового отклонения. Эти события – граница смены полярности Брюнес-Матуяма (0,78 млн лет) и Матуяма/Гаусс (2,58 млн лет). Идентификация этих реперных границ на уровне первых метров колонок подразумевает медленные скорости осадконакопления, 1-2 мм/тыс. лет, которые подкрепляются результатами радиоизотопных исследований, проведенных методом неравновесного тория.

3. От поднятия Менделеева через котловину Подводников к хребту Ломоносова глубина фиксации границы смены полярности геомагнитного поля Брюнес-Матуяма постепенно растёт, при этом наблюдается усложнение картины намагничивания. Тем самым, скорости осадконакопления возрастают по направлению к Евразийскому бассейну.

4. Установлено несколько эпизодов вулканической активности, имевших место в регионе в плиоцен-четвертичное время и сопровождавшихся отложением тонких прослоев вулканогенных (пепловых) осадков, значительно отличающихся по магнитным свойствам от вмещающих толщ. Один из таких эпизодов имел место в плейстоцене (примерно 1,1 млн лет назад) и сопровождался катастрофическим по мощности и объему выброшенного материала извержением, результатом чего было образование гигантской кальдеры в осевой части хребта Гаккеля.

Теоретическая и практическая значимость работы

Полученные расчеты средних скоростей осадконакопления могут использоваться при оценке залегания сейсмически определенных горизонтов в более глубокой осадочной толще. Также данные результаты важны при моделировании и оценки времени наступления ледниковых массивов и других значительных событий, отражающих колебания климата в циркумполярном районе и в глобальном масштабе.

Данные были использованы при подготовке тематических и опытно-методических работ, связанных с геологическим изучением недр, выполняемых ФГБУ «ВНИИОкеангеология» по заказу Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) в 2017-2021 гг.

Фактический материал

Колонки донных осадков, изученные в этой работе, были опробованы в глубоководной части Северного Ледовитого океана.

Колонка KD12-03-10с была отобрана в ходе российской высокоширотной экспедиции «Арктика-2012» в район поднятия Менделеева [16] и передана автору для отбора палеомагнитных образцов научным руководителем диссертации А.Л. Пискаревым. Колонки PS72/396-5 и PS72/410-3 были опробованы в ходе рейса НИС «Polarstern» научного института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI) также в район поднятия Менделеева в 2008 г. [198] и предоставлены автору для отбора образцов u-channel на палеомагнитные исследования, после чего по колонке PS72/396-5 основной комплекс измерений проводился автором работы в Санкт-Петербурге, а по колонке PS72/410-3 — в Германии.

Колонка PS87/023-1 была опробована НИС «Polarstern» в пригренландской части хребта Ломоносова, а колонка PS87/074-3 — в котловине Подводников в ходе рейса AWI в 2014 г. [194]. Обе колонки были предоставлены авторке для отбора образцов на палеомагнитные исследования, и далее измерялись ею в Санкт-Петербурге.

Методология и методы исследования

Палеомагнитные измерения, включая ступенчатое размагничивание переменным полем и температурой, по колонкам PS72/396-5, PS87/074-3, PS87/023-1 и KD12-03-10с проводились в ресурсном центре «Геомодель»

Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета, а колонка PS72/410-3 измерялась на факультете наук о Земле Бременского Университета Т. Фридериксом.

Палеомагнитные измерения по u-channel образцам из колонок PS72/410-3 и PS72/396-5, проводимые в двух разных лабораториях, в том числе и для проверки повторяемости результатов, выявили хорошую сходимость данных и согласованность чередования интервалов, несущих положительно и отрицательно намагниченные интервалы. Петромагнитные измерения, включающие эксперименты идеального и нормального намагничивания по длинномерным образцам, также проводились отдельно по этим колонкам в соответствующих лабораториях. Петромагнитные исследования, целью которых было более детальное изучение магнитной минералогии обратно и прямо-намагниченных интервалов, проводились в ресурсных центрах «Геомодель» и Диагностики функциональных материалов для медицины, фармакологии и нанoeлектроники Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета, а также на факультете наук о Земле Бременского Университета. Диаграммы перемагничивания FORC были выполнены на факультете наук о Земле Бременского Университета Т. Фридериксом.

Изотопно-геохронологические определения по колонке PS72/396-5 были проведены в институте Альфреда Вегенера, охватив первые три метра колонки, начиная с поверхности дна [82].

Подготовка и описание шлифов из колонки KD12-03-10с проводились во ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и АО «ПМГРЭ» В.А. Кошелевой и И.Г. Добрецовоy соответственно.

Личный вклад авторки

Авторка являлась основным посредником в организации совместного исследования с институтом полярных и морских исследований им.

Альфреда Вегенера (AWI), включая планирование и реализацию комплекса палеомагнитных и петромагнитных лабораторных измерений. Авторкой проводился отбор и контроль хранения всех образцов, а также выполнялись палеомагнитные измерения и обработка результатов размагничивания для всех колонок кроме колонки PS72/410-3. Авторкой также выполнена работа по обработке петромагнитных данных и их интерпретации по колонкам PS72/396-5 и PS72/410-3. Авторкой выполнены построения магнитостратиграфических схем, интерпретация, расчёты средних скоростей осадконакопления, анализ и обобщение полученных и опубликованных данных.

Степень достоверности и апробация результатов

По теме диссертации опубликовано 17 работ, 2 из которых опубликованы в научных журналах, рецензируемых ВАК, и 3 находятся в базах данных Web of Science и Scopus. Авторкой написана и защищена на «отлично» выпускная квалификационная работа по теме исследования по программе подготовки научно-педагогических кадров в аспирантуре по направлению подготовки «Геология» Санкт-Петербургского государственного университета в 2019 г. Также результаты работ использовались при проведении тематических и опытно-методических работ, связанных с геологическим изучением недр, выполняемых ФГБУ «ВНИИОкеангеология» по заказу Роснедра в 2017-2022 гг., в которых авторка также являлась исполнителем. Результаты исследований были представлены на 16 научных российских и международных конференциях, включая AGU Fall Meeting (Новый Орлеан, 2017 г., Сан-Франциско, 2015-2014 гг., США), International Conference on Rock Magnetism (г. Утрехт, Голландия, 2017 г.), 20th Sedimentological Congress (г. Квебек, Канада, 2018 г.) и 21st Sedimentological Congress (онлайн-конференция, Пекин, Китай,

2022), EGU annual meeting (онлайн-конференция, 2020 г.) и школу морской геологии (г. Москва, 2022, 2017 и 2015 гг.).

Также данные палеомагнитных и петромагнитных измерений по колонке PS72/396-5 были опубликованы в базе данных по наукам о Земле и окружающей среде PANGAEA [71].

Благодарности

Авторка бесконечно признательна своему научному руководителю профессору Алексею Лазаревичу Пискареву за поддержку, мотивацию, научные консультации и совместную благотворную работу в течение многих лет.

Авторка хочет выразить благодарность Всероссийскому научно-исследовательскому институту геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга (ВНИИОкеангеология) за предоставленные для исследования материалы; а также сотрудникам института — Виктору Антоновичу Поселову, Сергею Моисеевичу Жолондзу, Евгению Анатольевичу Гусеву, Алексею Алексеевичу Крылову и Валентине Васильевне Верба.

Авторка выражает благодарность Рудигеру Штайну, Йенсу Маттиссену, Валтеру Гайберту (Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера) и Томасу Фридериксу (Бременский университет) за предоставление для исследования материалов и организацию совместного исследования.

Авторка хочет поблагодарить Андрея Александровича Костерова за помощь при проведении палеомагнитных измерений и консультации по обработке измерений и интерпретации, Леонида Суровицкого за помощь с оборудованием и организацией исследований, Виктора Валентиновича Попова за научные консультации и критические замечания. Авторка признательна Стюарту Макдональду за помощь в обработке данных по

колонке PS72/396, Георгию Ивановичу Ованесяну за помощь с измерениями по колонке PS87/074, Василию Анатольевичу Савину за помощь с Рисунком 4, Алексею Викторовичу Бочкареву и Андрею Владиславовичу Вишневному за помощь с редактированием текста.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

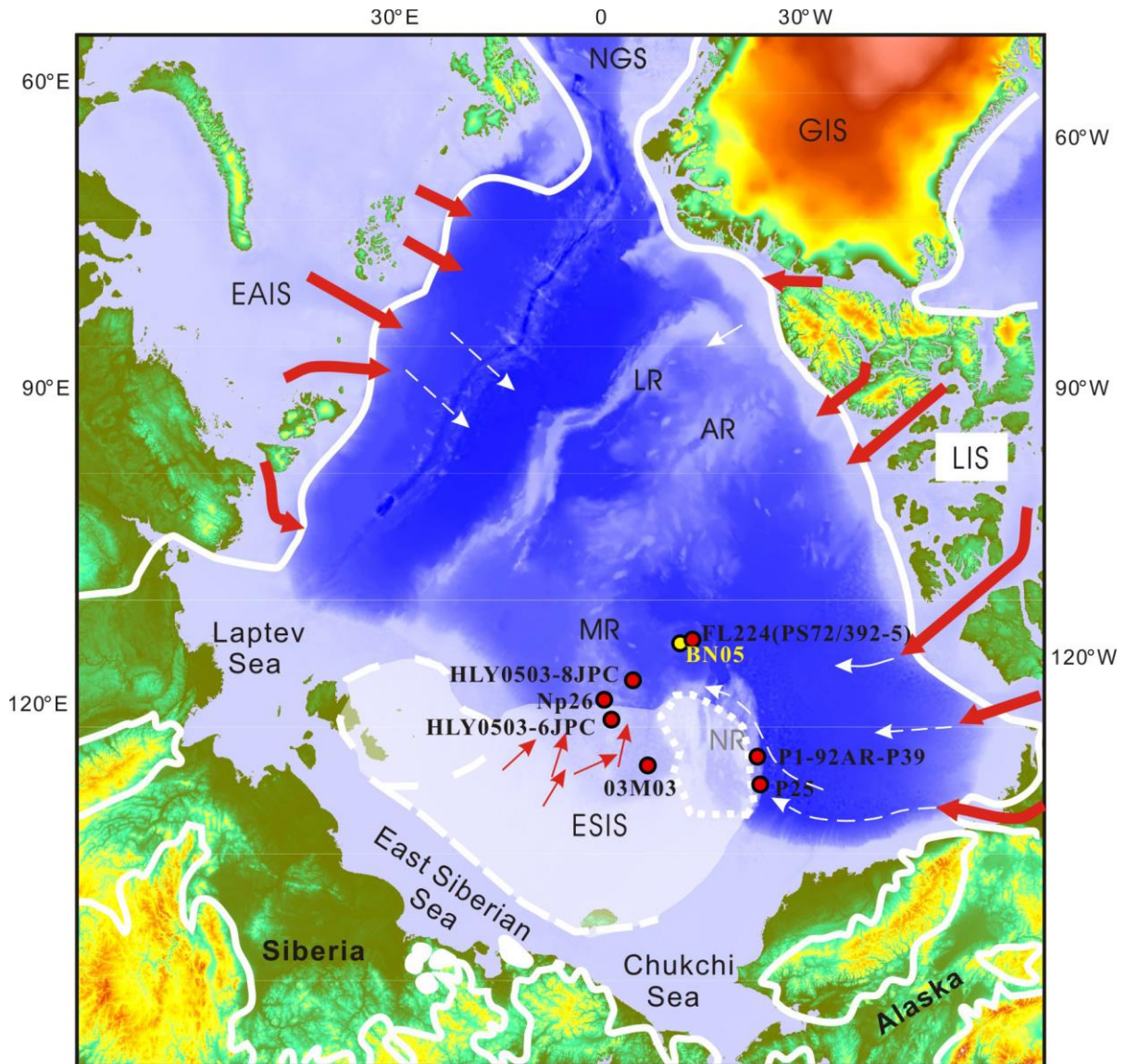
1. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

1.1. Характеристика источников сноса и скоростей осадконакопления области Центрально-Арктических поднятий

Северный Ледовитый океан окружен континентальными массивами различного литологического состава, находящимися в разнообразных климатических, тектонических и физико-географических условиях. Комплекс Центрально-Арктических поднятий включает в себя хребет Ломоносова, поднятия Альфа-Менделеева, Чукотское плато и прилегающие и разделяющие их котловины: Подводников, Макарова, Менделеева и Чукотскую [176].

Рисунок 1 схематично отображает основные геологические структуры циркумполярной Арктики [79]. Верхние части разрезов Западно-Сибирского бассейна и Восточно-Сибирской платформы Евразийского континента преимущественно состоят из терригенных осадков. Сибирские траппы (плато Путорана) составляют одну из самых обширных провинций покровных базальтов в мире [188]. Восточная часть Охотско-Чукотского вулканического пояса содержит магматические породы от кислых до средних по составу, тогда как породы от средних до основных более характерны для западной части [214]. Карская плита и Таймырский складчатый пояс, как и Уральский и Новоземельские складчатые пояса, в основном состоят из интрузивных и метаморфических пород. Обнажения Аляски, такие как Канадско-Аляскинские Кордильеры, хребет Брукса и часть Североамериканской платформы имеют в составе в основном

интрузивные, метаморфические и обломочные породы. Обнажения Канадского архипелага состоят из карбонатов и песчано-глинистых пород [167], а интрузивные и песчано-глинистые породы характерны для Гренландии [79].



LR – хребет Ломоносова, MR – поднятие Менделеева, AR – хребет Альфа, NR – хребет Нортуинд, NGS – Норвежско-Гренландское море. Белые линии показывают максимум распространения, установленные для Гренландского (GIS), Лаврентийского (LIS), Евразийского (EAIS) и Восточно-Сибирского ледниковых щитов (ESIS) в плейстоцене согласно [78; 206; 144]. Белые и красные стрелки обозначают направление движения ледниковых щитов и шельфовых ледников по Niessen и др. [144].

Рисунок 1. Карта-схема реконструированного максимума границ распространения ледниковых щитов в Плейстоцене из Dong и др. [66]

Растворенный и взвешенный материал переносится в Северный Ледовитый океан такими крупными реками как Лена и Маккензи, которые,

в свою очередь, являются самыми большими реками с сибирской и североамериканской сторон, напрямую влияющими на осадконакопление в Арктическом бассейне СЛО. Перенесенный материал далее распределяется течениями по СЛО в водной толще и/или захваченный льдом. Наиболее значимыми циркуляциями в СЛО являются две основных системы поверхностных ветровых течений: круговорот Бофорта (Beaufort Gyre) в Амеразийском бассейне и Трансарктическое течение (Transpolar Drift), переносящее водные массы и лёд до Норвежско-Гренландского моря (Рисунок 2). Сила и траектория течений варьирует в зависимости от изменений атмосферного давления Арктической осцилляции [178]. Седиментация в Северном Ледовитом океане в высокой степени контролируется морским льдом, который переносит осадки, но также может и сокращать количество поступающего в океан осадочного материала при наличии мощного ледяного покрова [174]. В течение периодов ледникова/межледникова многочисленные айсберги, поставляющие материал с периферии морских выходов ледниковых щитов в Северный Ледовитый океан, повлияли на рассеивание осадочного материала и его осаждение [191; 174]. Тонкозернистые осадки также могут переноситься подповерхностными и глубоководными течениями, такими как Атлантические воды [218].

Элементы морской криосферы, такие как ледники, шельфовые ледники, айсберги, морской лёд и т.д., формировавшиеся в различных частях региона и претерпевавшие эволюционные изменения на протяжении всей его геологической истории, оказывали влияние на геоморфологический облик Северного Ледовитого океана, а также на распределение осадков в нем и прилегающих морях, захватывая огромное количество терригенного материала [127]. И хотя традиционно речной сток считают главным геохимическим путем поставки терригенного материала от источников в морскую среду, в данный момент существует много

данных, показывающих, что атмосферный и ледовый перенос являются важными путями поставки вещества в моря и океаны, в том числе в Северный Ледовитый океан и его моря [12; 13; 14; 152; 64; 26; 24].

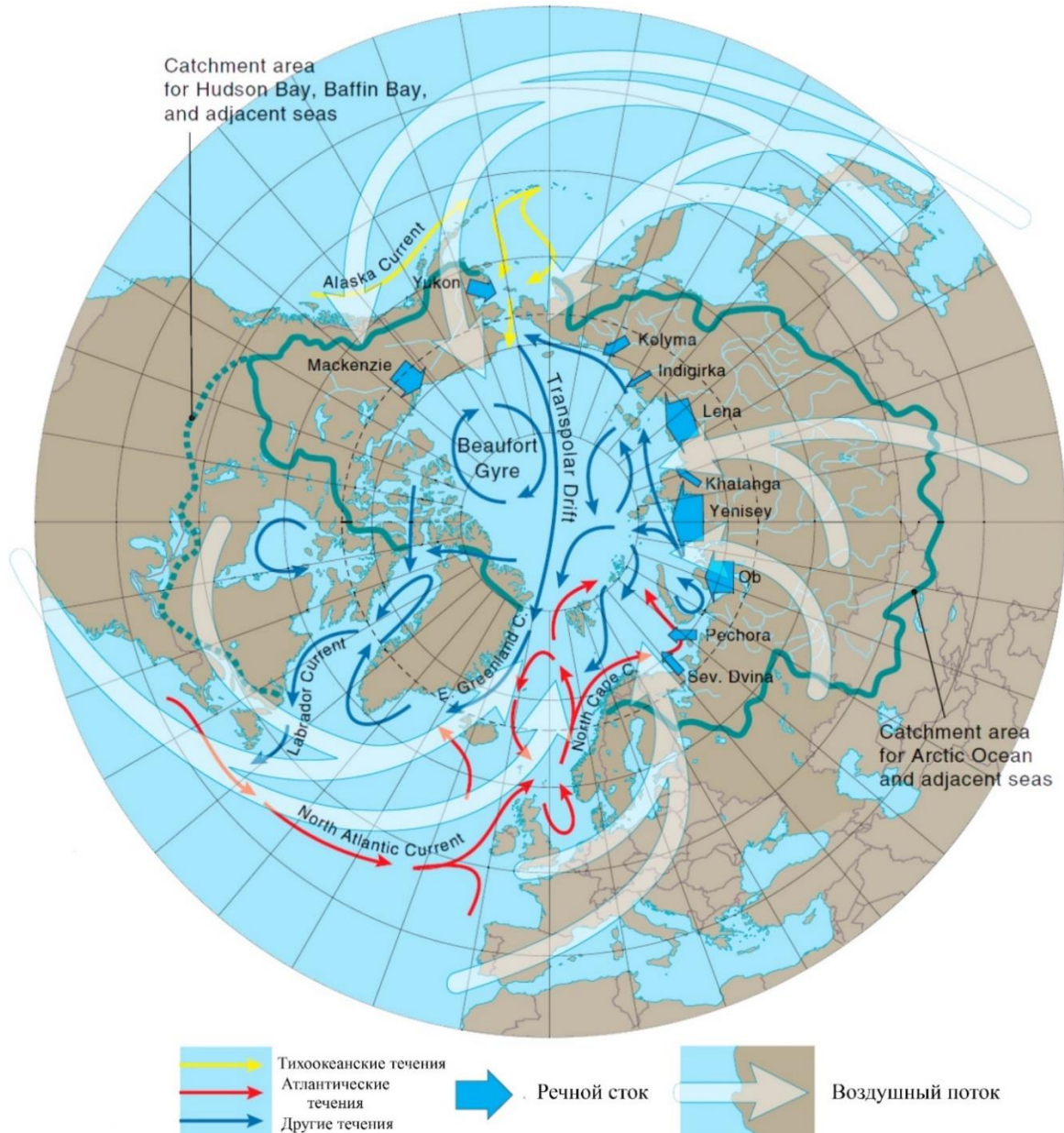


Рисунок 2. Схема основных морских течений в Северном Ледовитом океане [132]

Перенос осадков морским льдом признается одним из ключевых процессов, влияющих на режимы осадконакопления в Северном Ледовитом океане в недавнем геологическом прошлом [напр., 196, 199; 50; 37; 145; 36]. Соответственно, распределение ледового покрова может служить одним из ключевых факторов, влияющих на осадочные режимы в плиоцен-

четвертичное время. Дополнительно к осадочному веществу, захваченному при образовании льда, в арктические моря и Центральную Арктику поступает осадочный материал в составе речного льда, выносимого в море во время весеннего паводка, и айсбергов, откалывающихся от ледников на суше [24]. Транспорт осадочных отложений айсбергами имеет второстепенное значение в современном Северном Ледовитом океане, так как из-за отсутствия больших шельфовых ледников айсберги сегодня распространены мало. Ледники в Арктике сегодня, как правило, заканчиваются у основания фьордов, вследствие чего осадки доставляются главным образом во внутренние фьорды при относительно малом ледовом разноре, достигающем шельфовых областей, склоны и глубоководья. Сегодня движение льда и связанный с ним перенос осадков в Северный Ледовитый океан ограничены островом Элсмир, Северной Гренландией, архипелагом Шпицберген, Землей Франца Иосифа и Северной Землей. С другой стороны, во время же ледниковых периодов, а особенно во время перехода с позднеледниковой обстановки на межледниковую, перенос осадков айсбергами мог становиться основным механизмом их транспорта в Северном Ледовитом океане.

Если говорить о современном состоянии ледового покрова в Северном Ледовитом океане, в последнее десятилетие наблюдалось даже более резкое сокращение площади его распространения, а также уменьшение толщины льда, чем прогнозировалось климатическими моделями [227]. В геологическом же прошлом могли происходить более существенные изменения в распределении льда: от полного отсутствия льда, по крайней мере, в летние сезоны (в миоцене) [193] до стабильного многолетнего ледового покрова и наличия шельфовых ледников, покрывающих океан полностью [108]. Такие изменения имели место в масштабе длительных временных интервалов (напр., переход от периода теплого, парникового климата к холодному, ледниковому периоду (Greenhouse/Icehouse) в

палеогене), ледниковых/межледниковых периодов и более кратковременных событий, часто связанных с разрастанием и отступанием ледниковых щитов циркумполярной Арктики [206, 199, 174].

В работе [7], на основе анализа для последних пяти МИС (130 тыс. лет), приведены основные факторы, влияющие на скорости осадконакопления в Северном Ледовитом океане, где самыми значительными считаются циркумконтинентальная зональность и асимметричность поставки терригенного материала реками и абразией берегов. Далее следует система течений в водной толще океана, причем наиболее важна циркуляция в объемах поверхностной и придонной водных масс, а также не последнюю роль играет ледовая система океана, значение которой резко возрастало в периоды оледенений (особенно их максимумов).

Хотя распределение скоростей осадконакопления вдоль континентальных окраин Северного Ледовитого океана характеризуется довольно высоким разбросом, скорости имеют тенденцию уменьшаться в пелагическом направлении со средними значениями от 100 до 10 см/тыс. лет на континентальных окраинах (во фьордах и депоцентрах зон смешения речных и морских вод) и менее 1 см/тыс. лет в котловинах и на подводных хребтах и поднятиях [8; 10]. Аккумуляция осадка в глубоководной части осуществляется благодаря осаждению многолетней терригенной взвеси, одним из основных источников которой здесь являются стоки рек. В целом, в четвертичный период пелагические зоны Северного Ледовитого океана можно расценивать как испытывающие нехватку в поступлении осадочного материала [9]. Таким образом, разница скоростей осадконакопления может достигать до трех порядков.

Достоверные же данные о вариациях скоростей осадконакопления играют важную роль при расчетах, связанных с определением мощности верхних горизонтов осадочных толщ и природы источников осадконакопления. При этом установленным фактом является

несоответствие между очень высокими величинами отношения площади водосборного бассейна к площади бассейна седиментации и низкими значениями скоростей осадконакопления в центре Северного Ледовитого океана [34].

1.2. Формирование намагниченности осадков

В то время как получение осадками намагниченности изучается теоретически, экспериментально и при помощи моделирования уже более 60 лет [напр., 114; 119; 142; 104; 118; 212; 63; 5, 211; 209; 43; 99; 129; 139; 180], многое здесь все ещё остается неизвестным. Многочисленные переменные, существующие при приобретении осадками остаточной намагниченности, вносят значительную неопределенность и усложняют полное понимание процесса. К таким переменным можно отнести режимы осадконакопления, флокуляцию частиц, образование гранул и пеллет, биотурбацию, уплотнение, диагенез и различный вклад биогенных и детритных магнитных минералов (Рисунок 3).

Под седиментационной остаточной намагниченностью традиционно понимается приобретение намагниченности на всех этапах, когда магнитная частица свободно вращается в водной среде, под постседиментационной — когда на магнитную частицу влияет магнитный момент уже на этапе консолидации осадка, под химической остаточной намагниченностью — когда магнитная частица появляется через критический блокирующий объем в процессе диагенеза.

Когда магнитная частица осаждается в потоке (воды или воздуха), она может вращаться при соударении с осадочным субстратом. Суммарный эффект влияет на сохраненное палеомагнитное наклонение таким образом, что оно будет систематически занижаться [114; 119; 210].

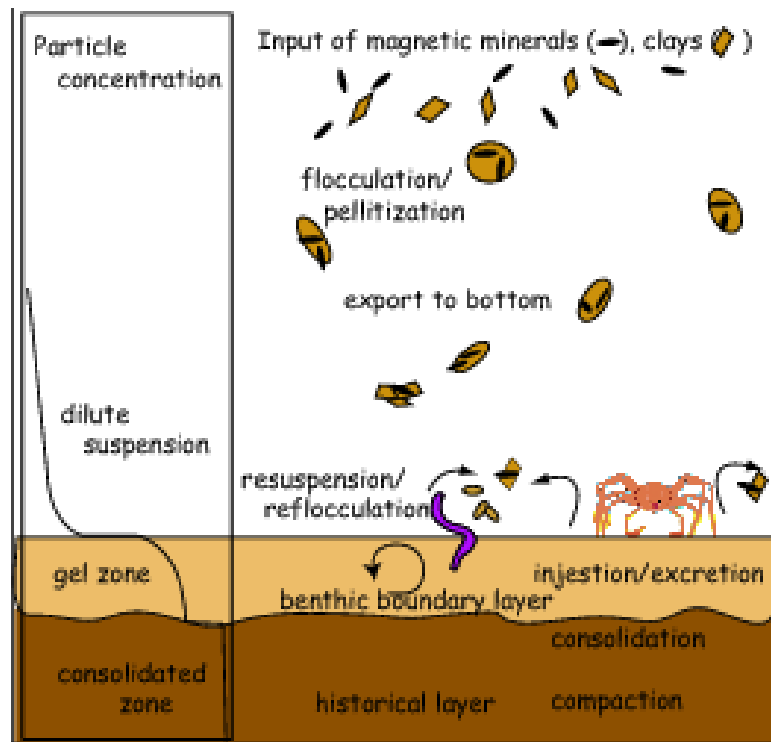


Рисунок 3. Процессы, происходящие при осаждении, потенциально влияющие на приобретение ими остаточной намагниченности [208]

Кроме того, уплотнение осадков с глубиной также сказывается в сторону занижения наклонения за счет уменьшения порового пространства между частицами в ходе их литификации. Тем не менее, эффект занижения наклонения связан скорее с седиментационной остаточной намагниченностью. Например, множество данных по осадкам показали очень хорошую запись ожидаемого усредненного геомагнитного поля для геоцентрированного аксиального диполя [напр., 157]. Такие осадки часто биотурбированы, что позволяет предположить то, что биотурбация уменьшает плотность упаковки частиц, и это позволяет магнитным частицам выравниваться по магнитному полю более точно уже после последнего смешивания, тем самым повышая постседиментационную остаточную намагниченность [104; 118].

В зависимости от химического состава воды (солености и уровня pH) магнитные частицы могут прилипать к частицам глины за счёт сил Ван-дер-Ваальса, и такие частицы будут соединяться далее, образуя более крупные

хлопья или копролиты, при этом менее магнитные. Хлопья таких частиц состоят из магнитных и немагнитных минералов, и в результате имеют намного меньшую суммарную намагниченность, чем изолированные частицы, что в свою очередь приводит к другому характеру зависимости от магнитного момента в водной среде. Например, проведенное моделирование прогнозирует, что хлопья небольшого размера (5 мкм) будут практически полностью располагаться параллельно наведённому магнитному полю (т.е. соответствовать кривой насыщения), в то время как остаточная намагниченность более крупных (25 мкм) будет далека от насыщения, тем самым имея более линейную зависимость седиментационной осадочной намагниченности от наведённого поля [209].

Несмотря на то, что постседиментационная намагниченность считается важным механизмом приобретения намагниченности осадками, определение реальных факторов, отвечающих за этот процесс, и запирающей глубины, на которой магнитные частицы фиксируются в осадочной матрице, остаются довольно неоднозначными. Например, ожидать от запирающей глубины того, что она остается фиксированной для всей данной осадочной последовательности, значит уже делать большое допущение [180]. Максимальная глубина биотурбации внутри перемешанных осадков может являться одним из ключевых моментов для определения запирающей глубины, которая, таким образом, не является постоянной во времени, находясь в зависимости от изменений в продуктивности роющих форм организмов в осадках, потока органического углерода на дно и т.д.

И, наконец, залегание органического вещества может иметь сильное влияние на магнитные свойства осадков, т. к. железосодержащие минералы находятся в строгой зависимости от диагенеза органики. Кроме того, магнетит и другие оксиды железа могут растворяться, в то время как сульфиды железа, включая пирит и грейгит, за счет этого могут

образовываться аутигенно. Растворение высоко активных железистых минералов (т.е. гидрата окиси железа, лепидокрокита и железогидрита) имеет место в зоне восстановления железа, в то время как растворение магнетита происходит повсеместно в зоне восстановления сульфатов, и может приводить к почти полному растворению комплекса детритных магнитных минералов [180].

1.3. Характер геомагнитного поля в полярных широтах

Наука о магнетизме и палеомагнетизме горных пород, в область которой входит изучение и магнитных свойств пород, и сохраняемой ими последовательности инверсий и вариаций магнитного поля Земли, имеет длинную историю. Доминирующим в данной сфере науки является всплеск научной активности в середине 20-го века, когда была разработана методология палеомагнитных исследований [137].

История изменений параметров геомагнитного поля в Северном Ледовитом океане слабо изучена и в то же время имеет не только большое региональное значение, но и значение для изучения всей планетарной системы в целом. На основании исторических данных прослеживаются сильные изменения геомагнитного поля в регионе. Например, северный магнитный полюс (наклонение в этой точке равно 90°) переместился более чем на 1700 км за последние 100 лет [155]. Учитывая текущий спад напряженности дипольного поля, такой ход этого явления может сигнализировать о предстоящей инверсии или экскурсе магнитного поля Земли [61]. Так как исторические записи в основном не превышают 400 лет для того, чтобы поместить сведения о геомагнитном поле в Северном Ледовитом океане в надлежащий временной контекст, требуются палеомагнитные исследования.

Исторические наблюдения и теория геодинамо демонстрируют то, что магнитное поле Земли в районе Северного полюса является относительно

уникальным [39; 93; 156; 106; 101; 143; 46]. Числовые модели геодинамо, объясняющие происхождение геомагнитного поля и его вековых вариаций конвекцией электропроводящей жидкости во внешнем ядре Земли, прогнозируют, что и конвекция во внешнем ядре, и генерируемое геомагнитное поле могут сильно отличаться в полярных широтах [204]. Таким образом, Арктика, особенно высокоширотная, является ключевым районом для изучения процессов геодинамо.

1.4. Палеомагнитные исследования донных морских осадков, опробованных в области Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана

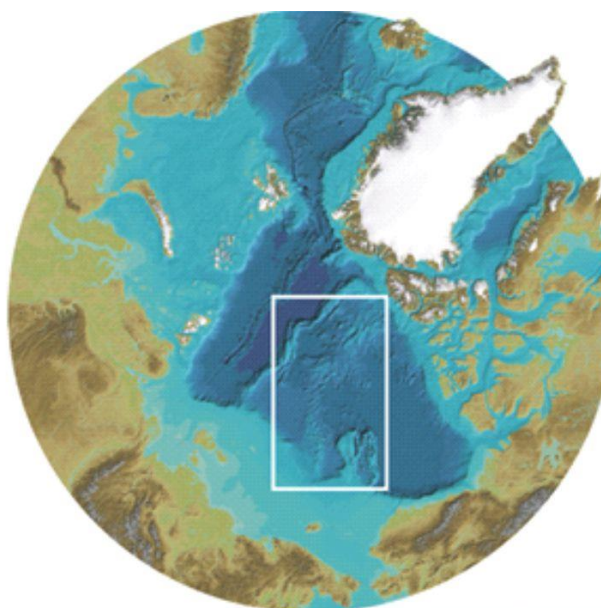
Палеомагнитные исследования донных морских осадков Северного Ледовитого океана осуществлялись по колонкам, отобранным в различных его частях [напр., 52; 130; 151; 147; 149; 150; 185; 201; 219; 21]. Несмотря на то, что интерпретация данных исследований часто вызывает споры, значимость создания надёжной хронологии по четвертичным арктическим осадочным комплексам и связанные с этим противоречия и трудности сложно отрицать. Интерпретация обратно намагниченных осадков в качестве явных инверсий геомагнитного поля [напр., 52; 201; 219; 20; 21], или экскурсов [напр., 112; 148; 159; 191], или же, как результата диагенетически вызванной химической остаточной намагниченности, изменившей исходную остаточную намагниченность [223; 217], приводят к различным хронологическим моделям, которые могут варьировать на порядок.

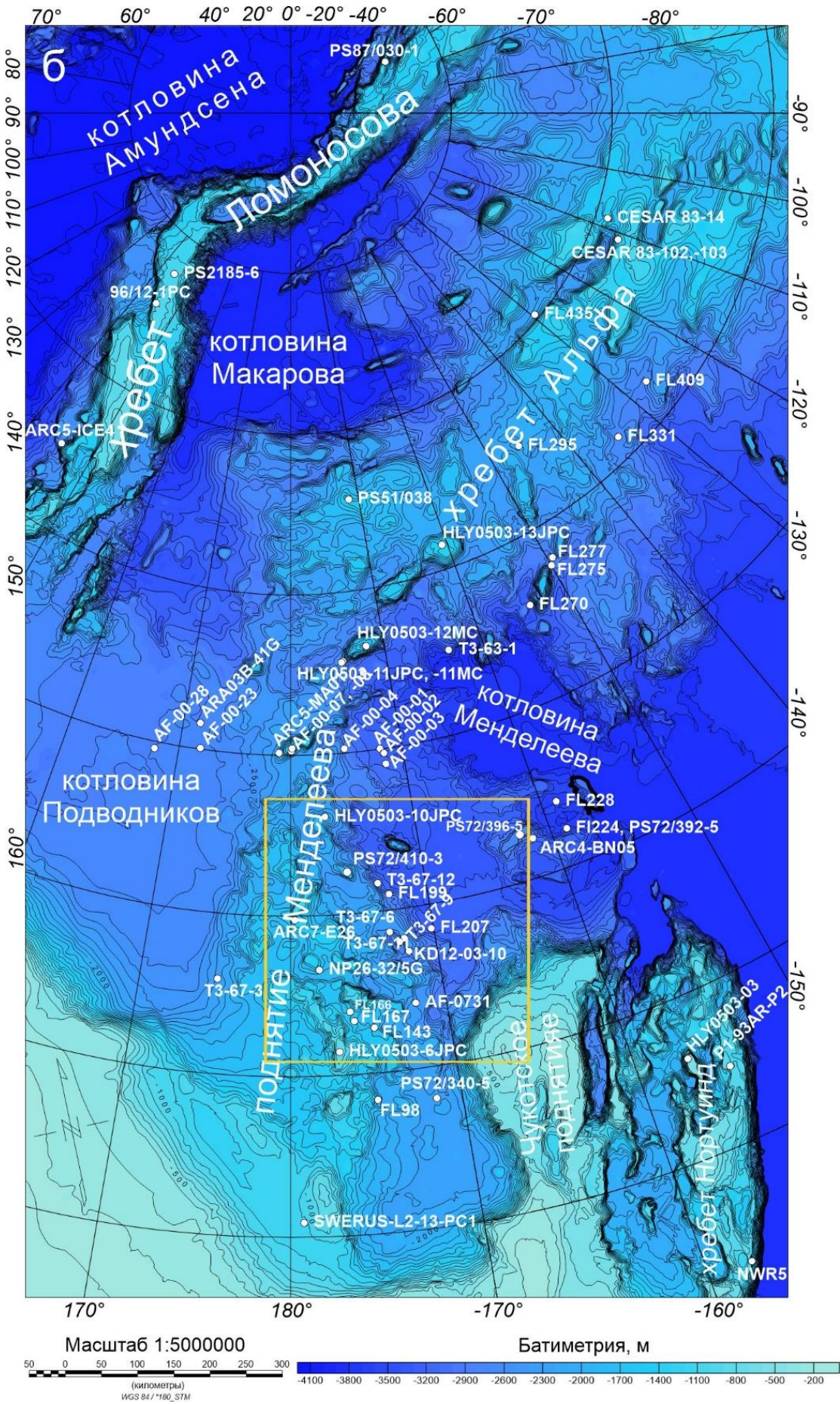
Поздне-четвертичные осадки можно датировать и радиоуглеродным методом, но получение надёжных возрастов до сих пор труднодостижимо в Северном Ледовитом океане по нескольким причинам, которые включают в себя растворение карбоната кальция, неизвестность коррекции

радиоуглеродных резервуаров и, собственно, отсутствие единой магнитостратиграфии в качестве хроностратиграфического эталона [204].

Для глубоководных котловин океанов характерны низкие скорости осадконакопления. Например, широко известны такого рода данные, полученные в Тихом океане [11]. Если обратиться к Арктическому бассейну, то для района поднятия Менделеева по колонкам, отобранным севернее 83° с.ш., средняя скорость осадконакопления была определена в пределах от 0,8 до 1,6 мм/тыс. лет, установленная по положению границы смены полярности палеомагнитных хронов Брюнес-Матуяма уже около полувека тому назад [52; 201; 138] (например, по колонкам FI224, FI270, FI331 и т.д. (Рисунок 4)). Впоследствии данные этих авторов были подвергнуты сомнению и пересмотру в сторону «омоложения» осадков, на том основании, что в процессе исследований не производилась магнитная чистка образцов путем размагничивания [34]. При этом интервалы отрицательных наклонений в дальнейшем, уже стали интерпретироваться не как более древние хроны обратной полярности, следующие за хроном нормальной полярности Брюнес (до 0,78 млн лет), а как более краткосрочные события поведения геомагнитного поля, такие как экскурсы (Рисунок 5), имевшие место в Брюнесе.

а





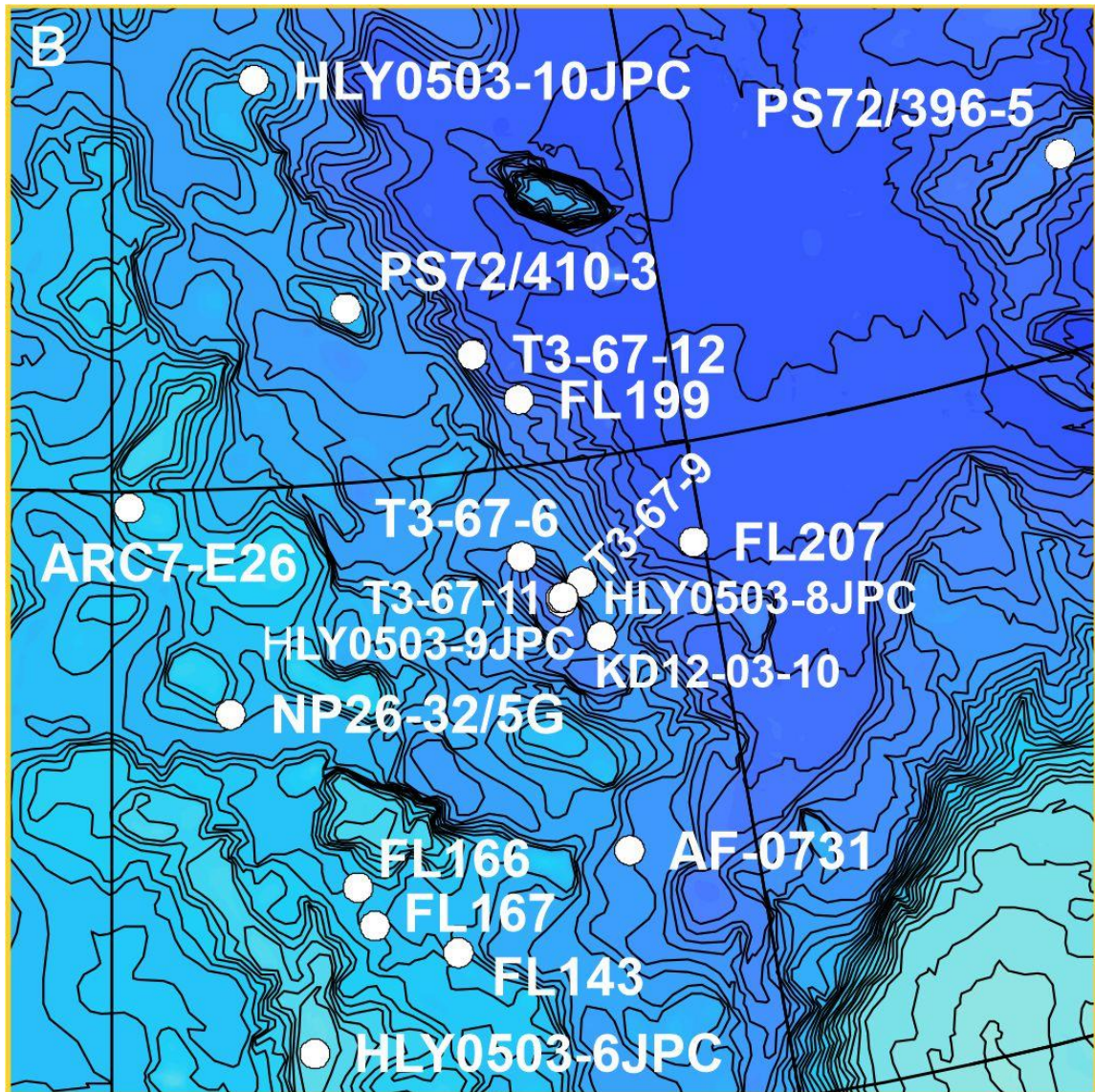
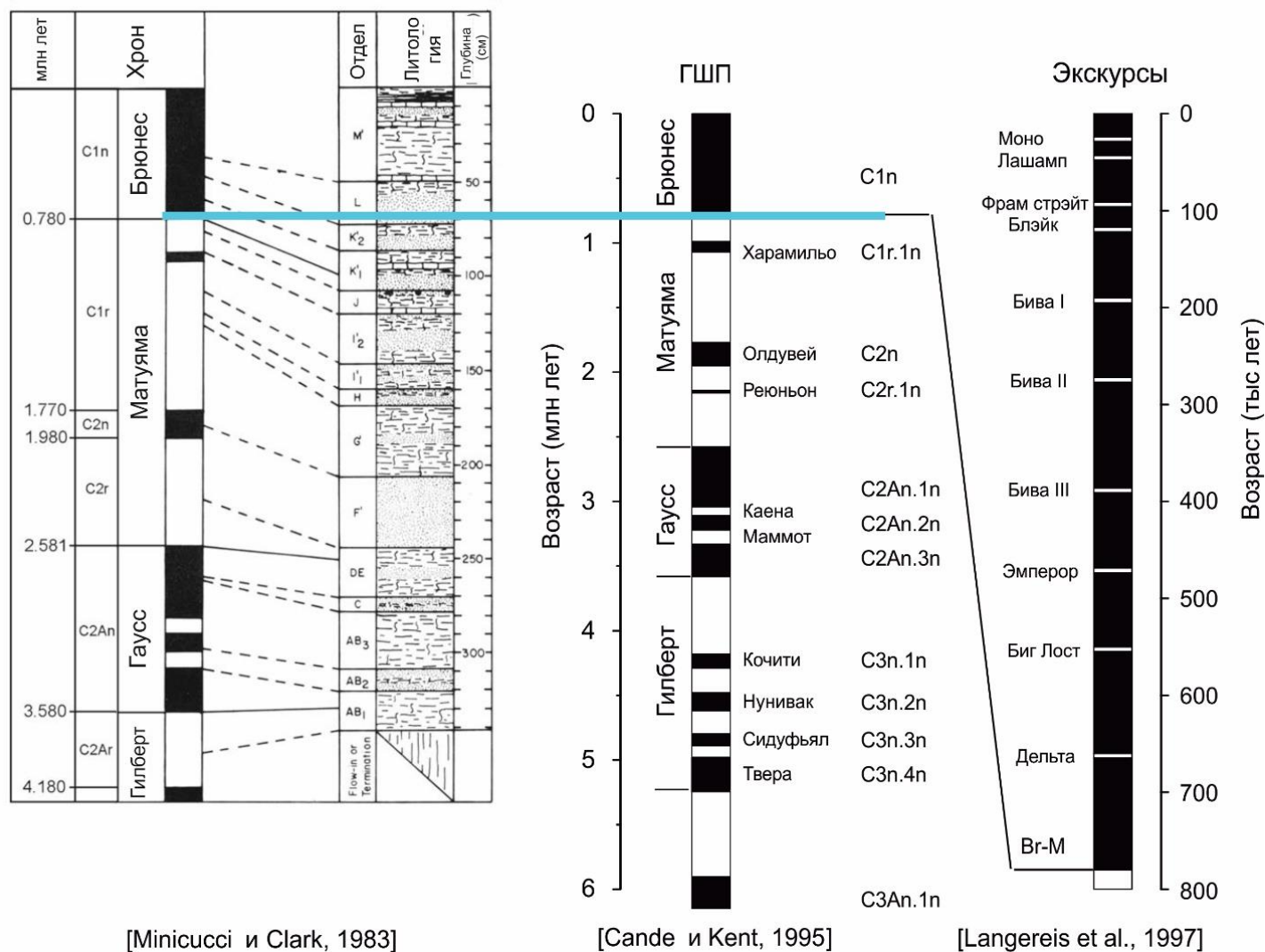


Рисунок 4. Обзорная карта станций отбора колонок донных осадков в области Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана, грид IBСАО v. 4.0 [107], где а — Арктика; б — увеличенная область Центрально-Арктических поднятий; в — увеличенная область поднятия Менделеева

Результаты магнитной чистки образцов из двух колонок, отобранных на юго-восточном склоне поднятия Менделеева, подтвердили положение определённой ранее границы Брюнес-Матуяма в колонке ТЗ-67-6 на глубине 228 см, и в колонке ТЗ-67-12 — на глубине 85 см [219]. Таким образом, скорость осадконакопления за эпоху Брюнес на этих станциях была определена величинами около 1 и 3 мм/тыс. лет.



[Minicucci и Clark, 1983]

[Cande и Kent, 1995]

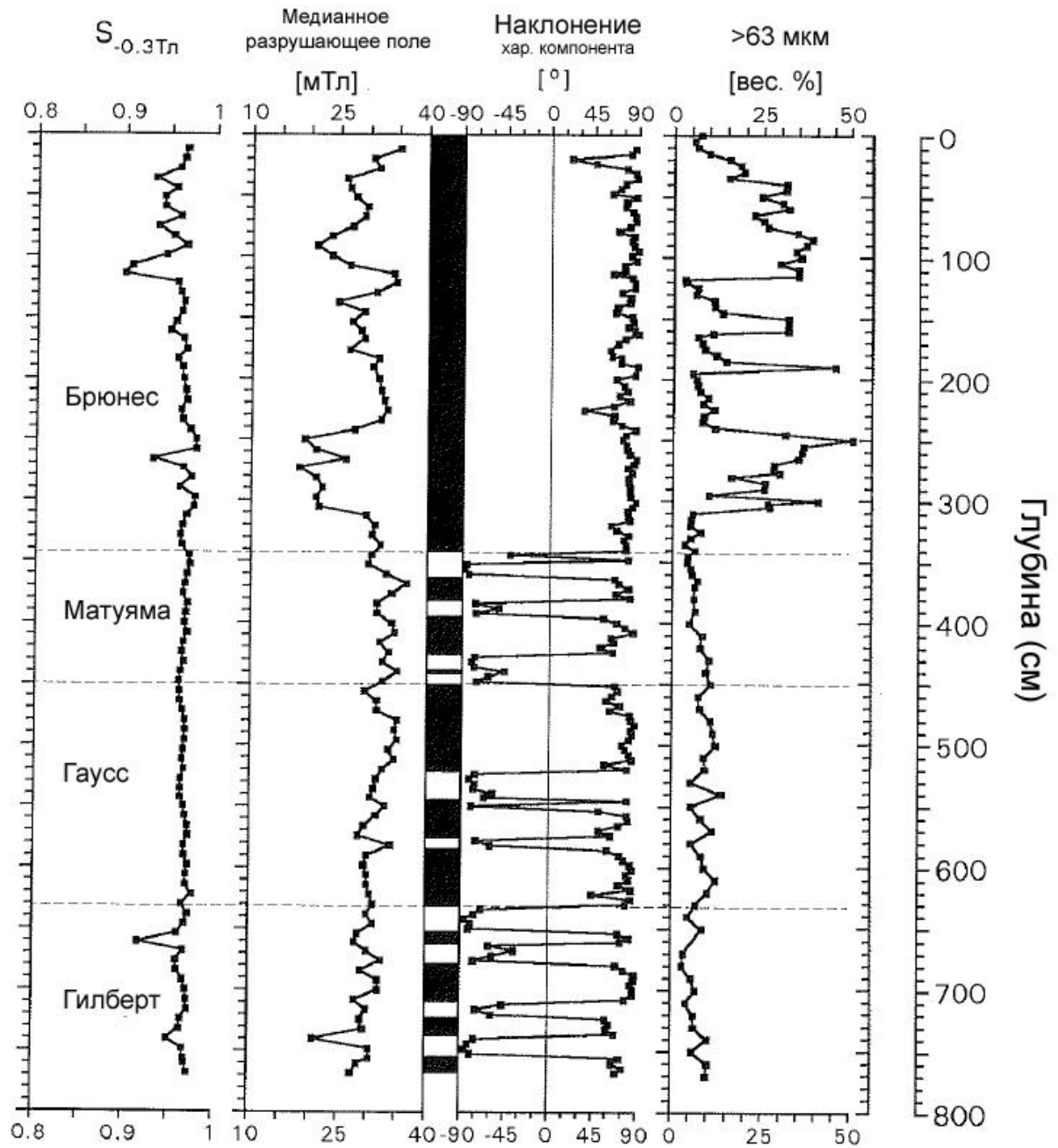
[Langereis et al., 1997]

Редакция по Backman et al. [34]

Рисунок 5. Корреляции между шкалой геомагнитной полярности [42] и стандартными арктическими литологическими подразделениями по Clark et al. [51]

Более высокие скорости осадконакопления были получены при проведении палеомагнитных исследований на хребте Ломоносова и в Евразийском бассейне. В работе Frederichs [80] выполнено детальное палеомагнитное изучение колонок донных осадков, отобранных на хребте Ломоносова (например, колонка PS2185-6, см. Рисунок 4), в котловине Амундсена, на поднятиях Ермак и Моррис-Джесуп и в проливе Фрама. По результатам исследований установленный возраст приводит к скорости осадконакопления до нескольких см в тысячу лет. В то же время согласно альтернативной возрастной модели для этих же колонок, той части которая была опробована на хребте Ломоносова и поднятии Моррис-Джесуп, скорость осадконакопления составляет от 1 до 4 мм в тыс. лет. Таким образом, на станции 2185-6 (Рисунок 6), расположенной в приполюсной части хребта Ломоносова, среднюю скорость осадконакопления можно определить как 4,4 мм в тыс. лет по установленной автором на глубине в 345 см границе смены полярности Брюнес-Матуяма, и 2,1 мм в тыс. лет — по границе Матуяма/Гаусс.

Широко известной и цитируемой стала статья Jakobsson et al. [34], посвящённая детальному исследованию донных осадков в колонке 96/12-1pc длиной 722 см (Рисунок 7), отобранной при глубине моря около 1 км в приполюсной части хребта Ломоносова. В интерпретации авторов, граница Брюнес-Матуяма зафиксирована на глубине примерно 5,5 м (Рисунок 7), хотя по виду кривой наклонения эту границу следовало бы скорее провести на глубине 2,7 м. Тогда скорость осадконакопления в эпоху Брюнес будет составлять 3,4 мм/тыс. лет. В любом случае, вид кривой наклонения начиная с 2,7 м остается необъясненным, так как общее число обратно намагниченных образцов в этом интервале колонки превышает 30% от их общего числа, что не характерно для эпохи Брюнес.



Слева направо: $S_{-0.3Tл}$ — соотношение антиферромагнитных частиц к ферромагнитным; медианное разрушающее поле намагниченности насыщения; магнитостратиграфия и шкала полярности; наклонение характеристической компоненты намагниченности; $>63 \text{ мкм}$ - весовые проценты крупнозернистой фракции

Рисунок 6. Магнитные и литологические параметры колонки 2185-6 [80]

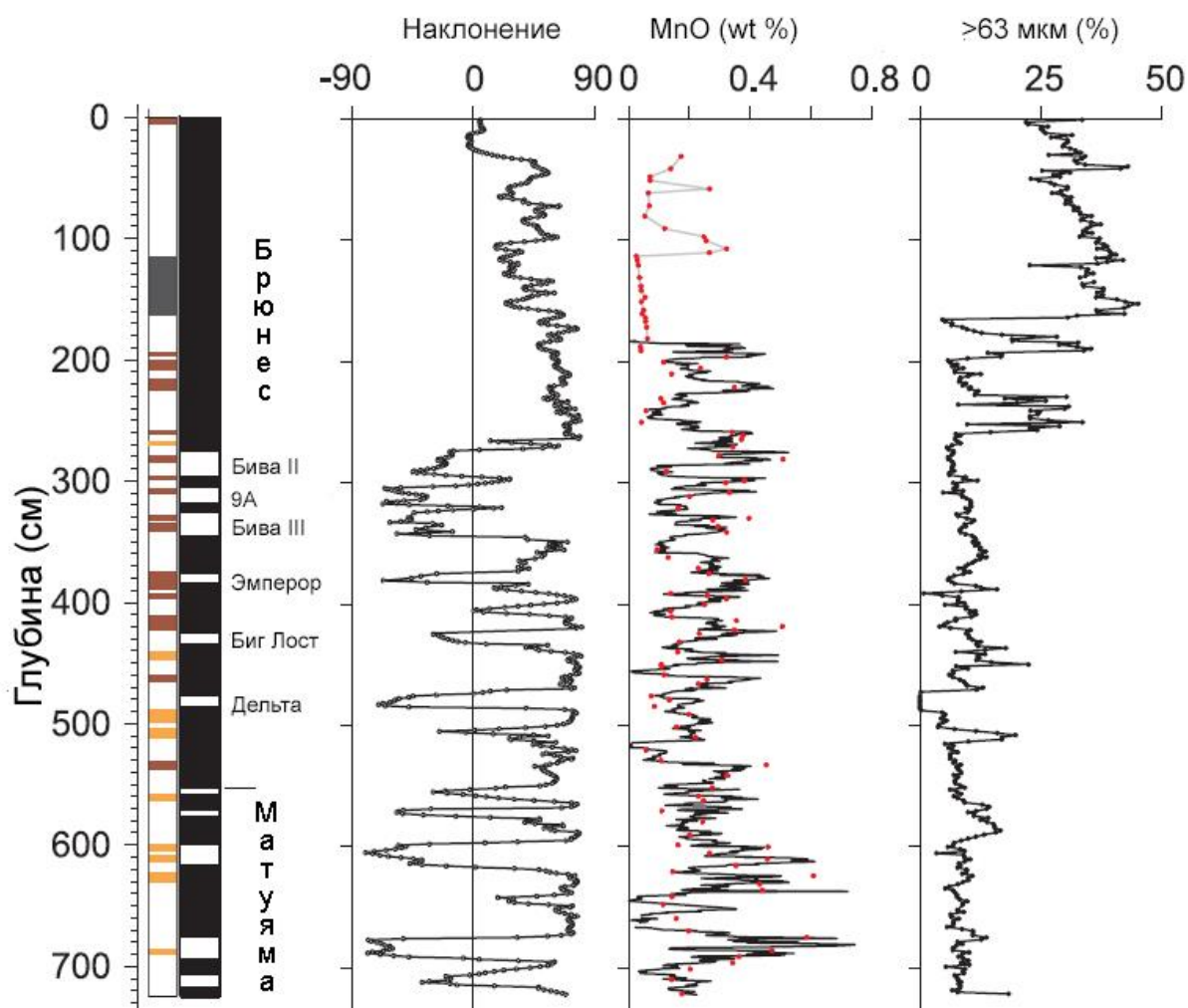


Рисунок 7. Магнитостратиграфическая схема для колонки донных осадков 96/12-1рс полученная по данным палеомагнитных исследований, биостратиграфии и циклам магния и цвета осадков [112]

Осадки с хребта Ломоносова также стали рассматриваться как подверженные различным процессам, влияющим на первоначальное направление естественной остаточной намагниченности и вызвавшее такое частое чередование положительно и отрицательно намагниченных интервалов [33]. По предварительным результатам исследования 7-метровой колонки осадков, извлеченной с хребта Ломоносова во время экспедиции LOMROG III [190] было сделано заключение, что обратную компоненту, характеризуемую узким коэрцитивным спектром, можно рассматривать как результат вторичной намагниченности, возможно, приобретенной в результате диагенеза быстро сформировавшегося и мелкозернистого материала. Нарушение единообразия стратиграфической

картины может быть также связано и с процессами эрозии на хребте Ломоносова [109].

Семь колонок донных морских осадков [21], отобранных в районе поднятия Менделеева, были изучены с использованием палеомагнитных методов. Колонки были отобраны в 2000 году в рейсе НЭС «Академик Федоров» вдоль широтного профиля, пересекающего поднятие Менделеева вблизи 82° с.ш. Длина колонок составляла от 240 до 334 см.

На основе полученных данных была построена магнитостратиграфическая корреляция, где прослеживаются возрасты вплоть до раннего плиоцена (Рисунок 8). Во всех колонках была определена граница Брюнес-Матуяма: в пяти колонках эта граница находится на глубине 86-102 см, и в двух колонках, отобранных к западу от поднятия Менделеева, — на глубине 188 и 208 см. Более того, в трёх колонках определена граница Матуяма/Гаусс.

В качестве дополнительных параметров при корреляции горизонтов палеомагнитных инверсий учитывались проявившиеся рядом с большинством границ установленных хронов синхронные пики интенсивности естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости, которые свидетельствуют о кратковременной смене обстановок осадконакопления, а также литологические границы (Рисунок 9). Данные результаты вновь, вразрез вышеупомянутым и широко принятым в начале 21-го века оценкам средних скоростей осадконакопления в см в тыс. лет, проецируемым на весь Северный Ледовитый океан, показали, что скорость осадконакопления в течение четвертичного периода, а также и большей части плиоцена для поднятия Менделеева могла быть довольно низкой.

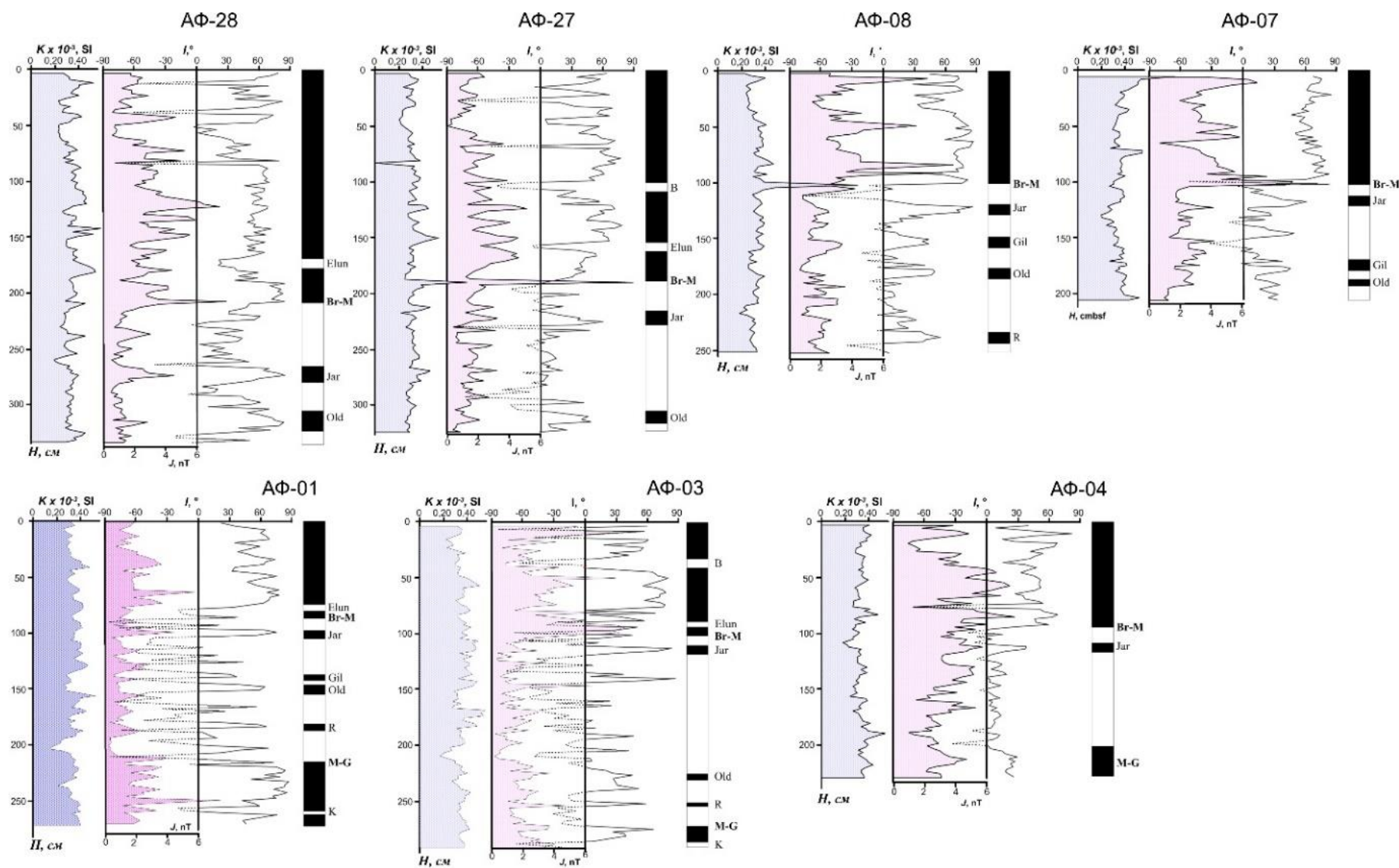


Рисунок 8. Палеомагнитная корреляция донных осадков в колонках рейса Арктика-2000 (НЭС “Академик Федоров”) [21]

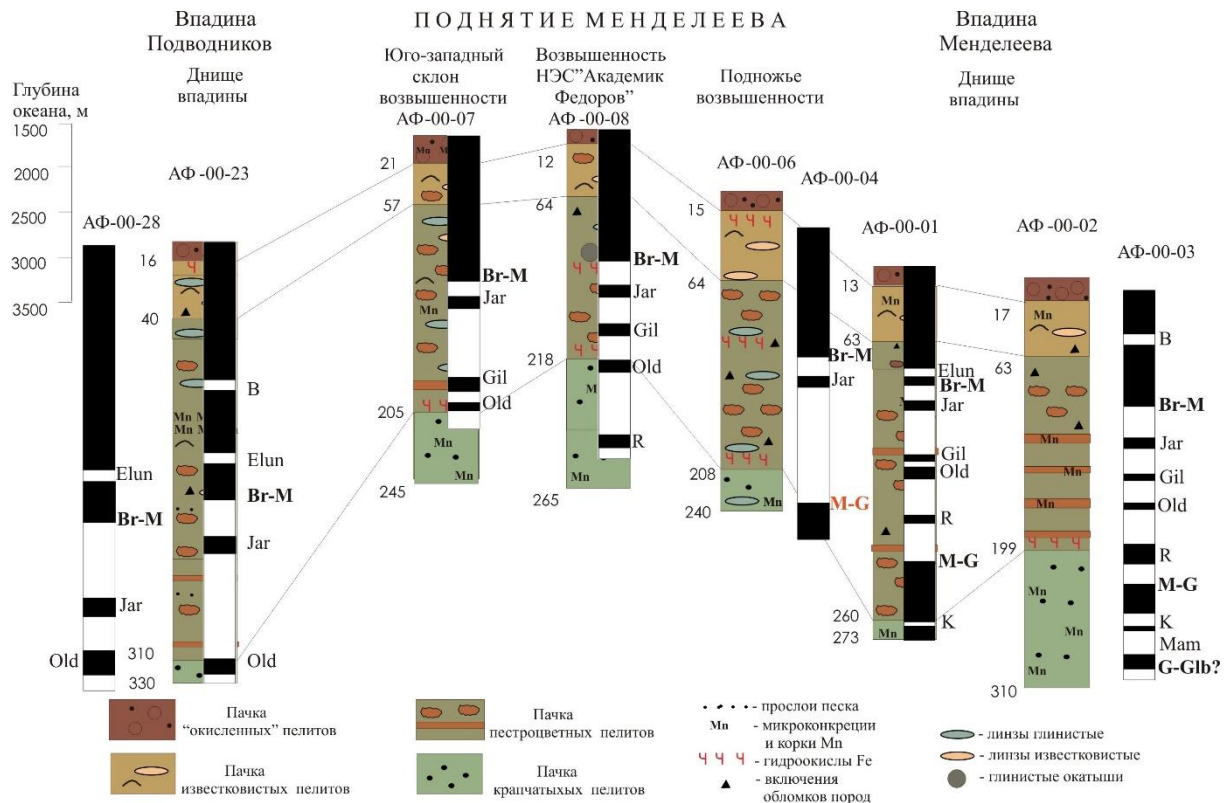
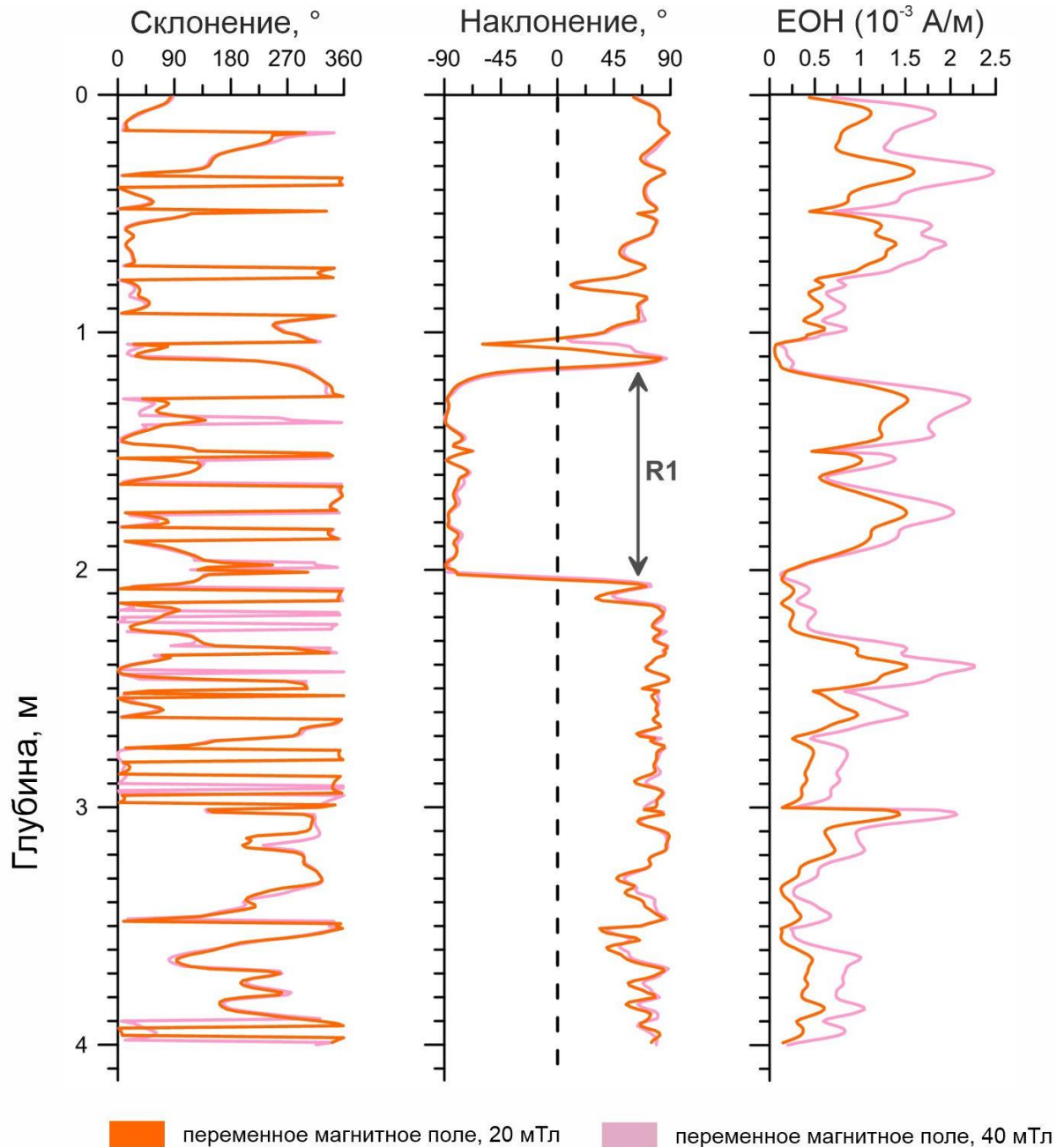


Рисунок 9. Схема сопоставления литологии и магнитостратиграфии в колонках рейса Арктика-2000 (НЭС “Академик Федоров”) [21]

Колонка ICE4-5, длиной 4,15 м, отобрана в центральной части хребта Ломоносова [128]. В результате палеомагнитных измерений образцов u-channel, проведённых с шагом 1 см, был выявлен интервал отрицательных наклонений мощностью около 1 м (интервал обозначен как R1 на Рисунке 10). Эти палеомагнитные определения были подкреплены детальными рок-магнитными исследованиями, измерениями просвечивающей электронной микроскопии (ТЭМ) с энергодисперсионным рентгеноспектральным анализом магнитных экстрактов, а также размагничиванием как температурой, так и переменным полем дискретных образцов. Авторы интерпретируют интервал отрицательных наклонений, как запись обратной полярности, соответствующую хрону Матуяма (0,78 — 2,581 млн лет), тем самым устанавливая средние скорости осадконакопления 1,5 мм в тыс. лет за первые 780 тыс. лет (хрон Брюнес) и 0,5 мм в тыс. лет в течение хрона Матуяма.



NRM – естественная остаточная намагниченность, направление склонений произвольно из-за того, что колонка не имела ориентировки в горизонтальной плоскости

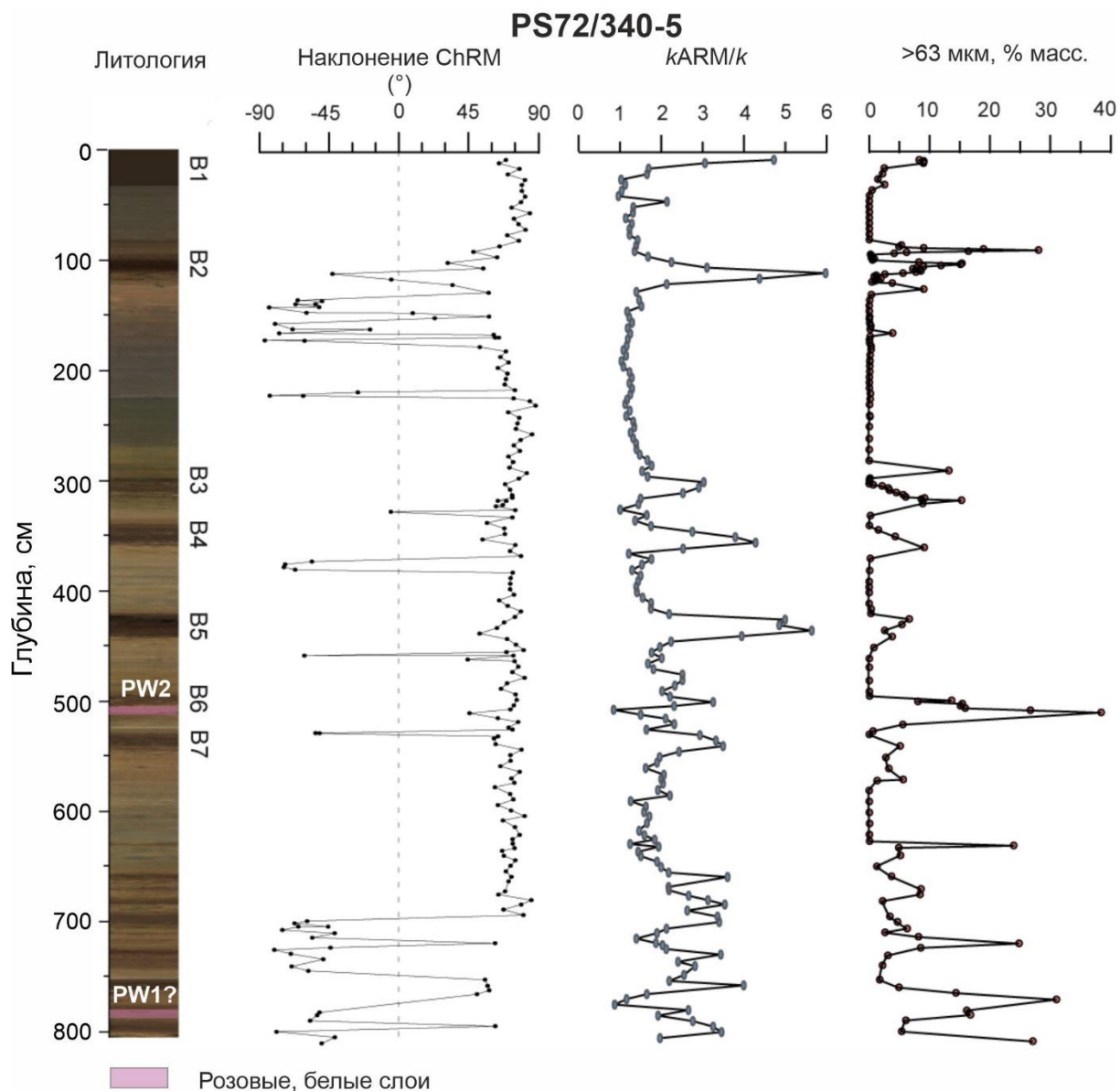
Рисунок 10. Результаты палеомагнитных измерений колонки ICE4-5 [128]

Колонка донных осадков PS72/340-5 (длина около 8 м), отобранная в районе поднятия Менделеева, ближе к шельфу, в Чукотской абиссальной равнине (см. Рисунок 4), была изучена в диссертационной работе [35], в ходе которой проводились детальные палеомагнитные и петромагнитные измерения по дискретным образцам (Рисунок 11). Авторка отмечает, что параметр $k_{\text{ARM}}/k_{\text{LF}}$ размера магнитных частиц (отношение

антигистерезисной магнитной восприимчивости к магнитной восприимчивости в слабых полях) показал максимальные значения в горизонтах, которые именуются «коричневыми» по минимуму светлоты (параметр L^* цветового пространства $L^*a^*b^*$) и согласно уже устоявшемуся обозначению в зарубежных описаниях цвета стандартных литологических подразделений [например, 112]. Систему CIE- $L^*a^*b^*$ широко используют для характеристики цвета при спектрометрическом анализе в лабораторных условиях, а также для оценки вклада отдельных пигментов [1].

Наличие корреляции между k_{ARM}/k_{LF} и содержание песка (>63 мкм, % масс) означает, что размер магнитных частиц зависит от включений IRD (отложения ледового разноса). Тем не менее, для большей части наклонений не наблюдается какой-либо корреляции между пиками k_{ARM}/k_{LF} (за исключением глубины 121 см, соответствующей B2). Таким образом, гранулометрический состав не влияет на наклонения характеристической компоненты остаточной намагниченности (ChRM). В интервале 120-170 см осадки слегка биотурбированы и имеют отрицательные наклонения, а в нижней части колонки переход в отрицательные наклонения, что, по мнению [35], может уже являться основанием для корреляции с другими колонками с поднятия Менделеева и хребта Ломоносова.

Колонка ARC4-BN05, длиной 238 см, была отобрана в Канадской котловине вблизи поднятия Менделеева с глубины 3156 м при помощи грунтовой трубки в ходе Четвёртой китайской национальной арктической исследовательской экспедиции (CHINARE-IV) в 2009 г [66]. Место опробования было выбрано в том числе из-за близости к станциям отбора ранее изученных колонок FL224 и PS72/392-5 [51; 197] для возможности сравнения со стратиграфическими построениями, уже выполненным по этим колонкам.



“Коричневые” литостратиграфические прослои обозначены буквами B1-B7, доломитизированные розовато-белые прослои — PW1, PW2 (ред. по Bazhenova [35])

Рисунок 11. Палеомагнитные параметры колонки PS72/340-5: наклонение ChRM, соотношение k_{ARM}/k_{LF} и содержание крупнозернистой фракции

Палеомагнитные измерения были проведены на 60 образцах, отобранных с интервалом 4 см. Ступенчатое размагничивание переменным полем проводилось после измерений естественной остаточной намагниченности при помощи криогенного магнитометра (модель 2G760) с шагом 5-10 мТл до 100 мТл максимум. Результаты палеомагнитных изменений (наклонение) вместе с литологическим описанием, результатами углеродного датирования, концентрацией кальция (Ca) и марганца (Mn),

результатами измерений магнитной восприимчивости и параметрами представлены на Рисунке 12.

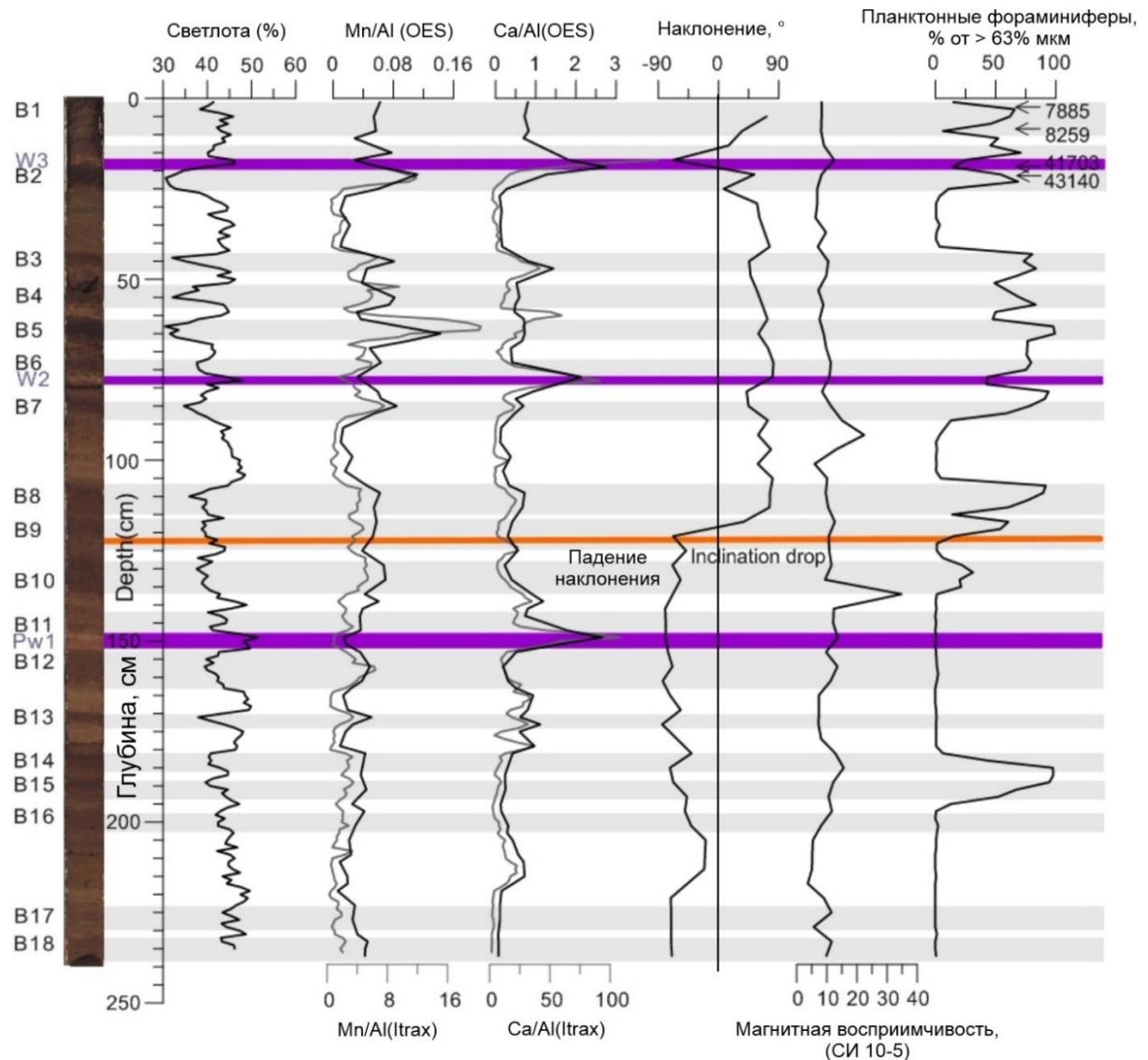
Как и большинство колонок донных морских осадков, опробованных в Северном Ледовитом океане, колонка ARC4-BN05 демонстрирует хорошо различимую цикличность в цвете осадка и составе, выражающуюся в чередовании тёмно-коричневых и более светлых сероватых пелитов, алевропелитов и песчанистых алевроитов с более крупнозернистыми прослоями, выявленными в нескольких интервалах. Dong и др. [66] определили 18 «коричневых» слоев (B1-B18) с высоким содержанием марганца. Розовато-белые (доломитизированные) прослои были определены визуально и по высокому содержанию кальция (W3, W2 и W1).

В работе [66] не рассматриваются результаты палеомагнитных измерений как информативные со ссылкой на неоднозначность интерпретации палеомагнитных данных по осадкам СЛО [например, 223; 4]. При этом авторы приводят кривую геомагнитного наклона как независимый стратиграфический параметр, отмечая на глубине 120 см резкий переход наклонов из положительных (в среднем 70°) в отрицательные. После этого наклонение до самого конца (2,38 м) колонки остаётся отрицательным.

Колонки ARC5-ICE6, ARC5-MA01 и ARC7-E26 были отобраны по разрезу от котловины Макарова, через прицентральный сектор на поднятии Менделеева и далее ближе к шельфу Восточно-Сибирского моря, соответственно [220].

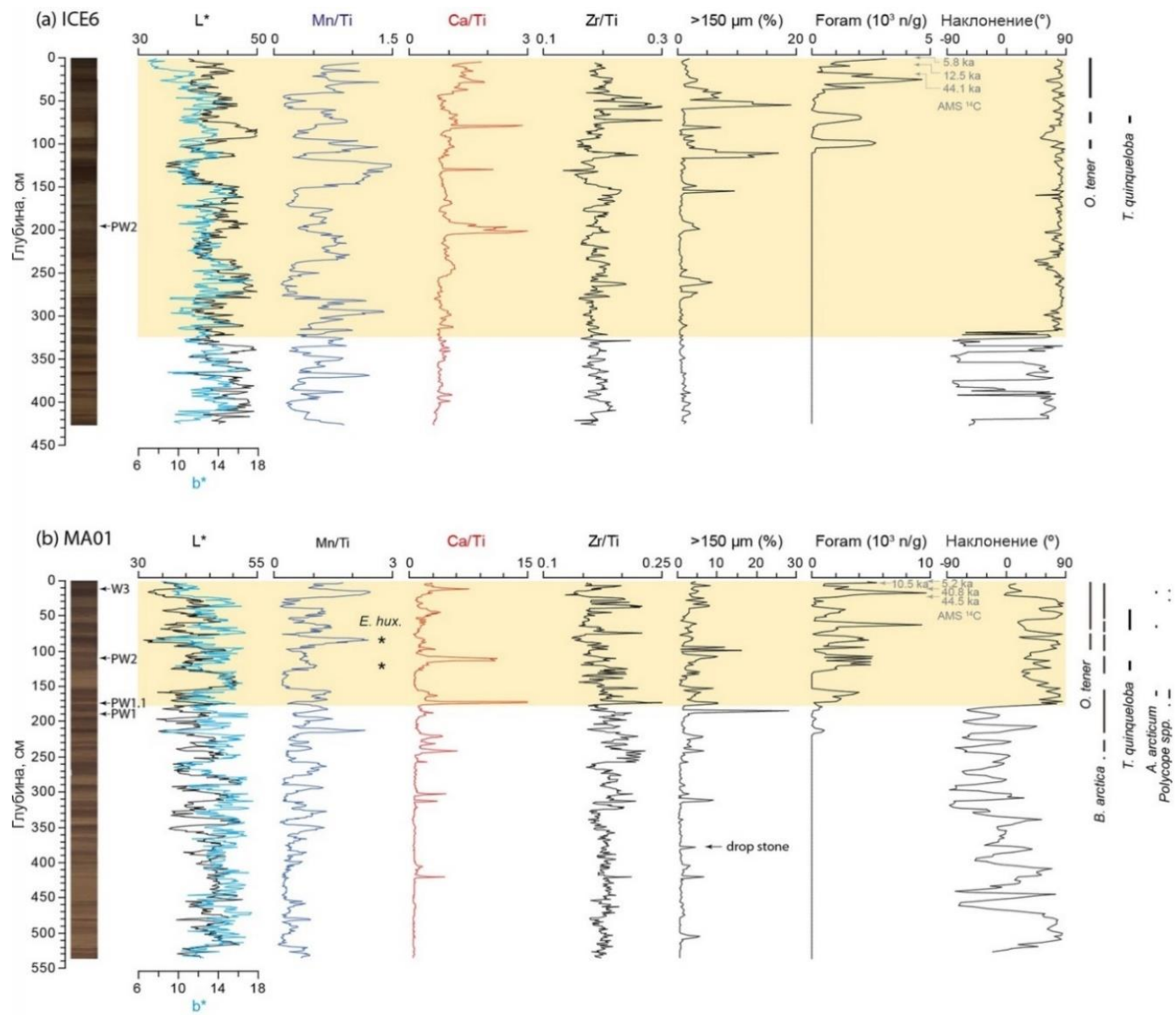
Палеомагнитные направления (наклоны) и интенсивности естественной остаточной намагниченности (NRM) были измерены на образцах u-channel с шагом 1 см для колонок ICE6 и E26, и с шагом 2 см для MA01 с использованием криогенного магнитометра 2-G Enterprises 755/760-4k в Третьем институте океанографии, SOA. Чтобы охарактеризовать

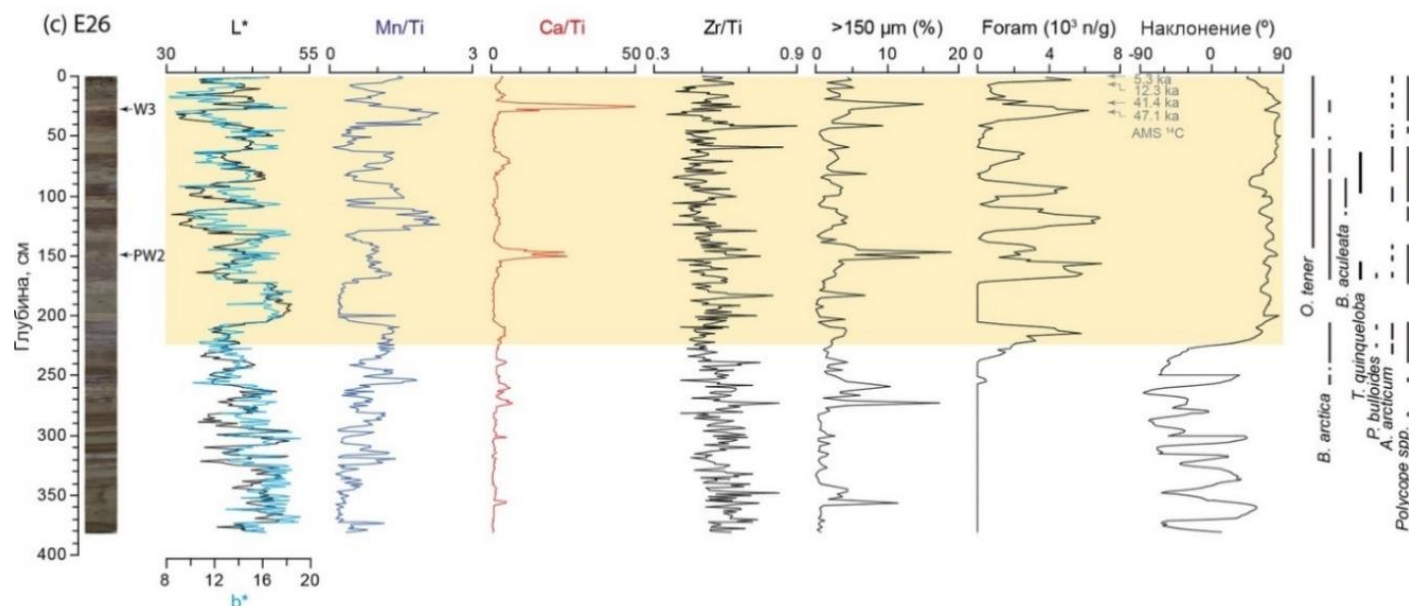
намагниченность после осаждения, NRM измеряли до и после ступенчатого размагничивания в переменном поле от 5 до 80 мТл.



Слева направо: фотографии колонки с обозначением «коричневых» слоев, содержание Са и Мп (удельные значения — серая линия; ICP-OES — чёрная линия), палеомагнитное наклонение, магнитная восприимчивость, численность планктонных фораминифер и возраста углеродного датирования. Мощность интервалов, которые определены как преимущественно «темно-коричневые» B1-B18, обозначена серым; розовато-белые прослои, имеющие высокое содержанием Са, обозначены фиолетовым. Резкий переход в отрицательные наклонения обозначен оранжевой линией.

Рисунок 12. Результаты исследований колонки ARC-BN05 [66]





Фотографии колонок, параметры цвета (L^* , b^*), содержание элементов согласно рентгенофлуоресцентному анализу (Mn/Ti, Ca/Ti, Zr/Ti), содержание крупнозернистой фракции (>150 мкм), относительное содержание фораминифер с реперами радиоуглеродного датирования (Foram), палеомагнитное наклонение и биостратиграфические маркеры. PW1, PW1.1, PW2 и W3 — розовато-белые (доломитизированные прослой). Наличие руководящих видов фораминифер/остракод показано вертикальными линиями; кокколиты *Emiliania huxleyi* в колонке MA01 обозначены звездочкой. Смена знака наклонения обозначена переходом с жёлтого на белый фон.

Рисунок 13. Результаты исследований колонок ARC5-ICE6 (a), ARC5-MA01(b) и ARC7-E26 (c) [220]

Палеомагнитное наклонение последовательно показывает положительную полярность в верхней части всех трёх исследованных колонок (Рисунок 13). Заметный переход палеомагнитного наклонения четко выделяется на колонках ICE6, MA01 и E26 на 326 см, 179 см и 225 см, соответственно. Авторы считают, что после этого уровня все колонки демонстрируют отчетливые колебания полярности, аналогично другим колонкам, отобранным в центральном Северном Ледовитом океане, и ссылаются на исследования, где природа полученных отрицательно намагниченные интервалов стоит под вопросом [112; 191; 159; 223], и также не рассматривают упомянутые глубины, как реперы смены полярности на границе Брюнес-Матуйама.

1.5. Возрастные модели осадконакопления

Первые магнитостратиграфические возрастные модели для центральной части Северного Ледовитого океана были разработаны в районе исследований на основании изучения колонок, опробованных с ледового острова Т-3. Две самых длинных колонки донных осадков, FL224 (554 см) и Т3-67-12 (380 см), которые были отобраны недалеко от колонок PS72/396-5 и KD12-03-с, изученных в данной работе, долгое время служили эталонными разрезами для установления возрастных моделей в регионе [201; 102]. Однако, единственными данными, изначально опубликованными для этих колонок, были нормальная (+) и обратная (-) полярность каждого образца без предоставления каких-либо деталей измерений [например, 53, 52, 51; 98; 97; 96]. Интерпретация этих данных не была однозначной, и возраст самых древних отложений, выделенных в колонках, варьировался от самого верхнего миоцена до верхнего плиоцена [например, 201; 52, 102, 103; 51; 138; 96; 48; 47].

Однако ранние радиометрические определения указывали на миллиметровые порядки средних скоростей осадконакопления на севере

хребта Менделеева (ТЗ-63-1; [124]). Впоследствии были опубликованы данные о геомагнитном наклонении нескольких колонок, подтверждающих медленное осадконакопление в районе хребта Менделеева [102; 49]. Однако эксперименты по размагничиванию образцов, проанализированных изначально Hunkins et al. [102], из колонки ТЗ-67-12 привели к существенному пересмотру первоначальной магнитостратиграфической интерпретации [219]. Эти авторы показали, что интервал с нормальной полярностью, отнесенный к хрону Гаусс [например, 96; 51], скорее соответствует субхрону Олдувэй. Таким образом, подошва колонки стала находиться в нижнем плейстоцене, а не в среднем—верхнем плиоцене [геохронологическая шкала по 88]. При тщательном пересмотре наборов палеомагнитных данных по 110 колонкам Ice Island T-3 Jones [113] отобрал только 14 записей, которые были размагничены на ≥ 50 и которые можно было поместить в стандартную литостратиграфию Clark et al. [51]. По анализу трех дополнительных колонок Jones [113] утверждает, что самые древние отложения в любой колонке Т-3 в стандартном арктическом литологическом подразделении (standard lithological unit, SLU) А согласно Clark et al. [51]), вероятно, моложе плиоцена [обзор палеомагнитных исследований, см. также 59; 34]. На основании судового описания литологии, записей магнитной восприимчивости, корреляции со стандартными арктическими литологическими подразделениями [51] и пересмотренной магнитостратиграфии [113; 59] скорость осадконакопления в мм в тыс. лет также была первоначально предложена для колонок донных осадков хребта Альфа (включая колонку PS51/038), извлеченных во время экспедиции PS51 в 1998 году [116; 200].

Возрастная модель по колонке 96/12-1рс, основанная на биостратиграфии кокколит и данных фотолюминесцентного датирования [112, 111; 34], поставила под сомнение общую интерпретацию данных о полярности Северного Ледовитого океана. Согласно [34; 199] корреляция

встречаемости и распространения фораминифер от хребта Ломоносова до хребта Нортуинд позволяет предположить, что первое изменение полярности вниз по колонке в стандартном литологическом подразделении К соответствует не границе Брюнес-Матуяма, а скорее экскурсу в МИС-7, что приводит к скоростям осадконакопления для этих колонок в см в тыс. лет, а не в мм. Первоначально эта концепция применялась для корреляции записи палеомагнитных наклонений и микропалеонтологических данных колонки PS51/038 с колонкой PS2185-6 и колонок NP26-32/5GC и HLY0503-8JPC с колонкой 96/12-1pc [191; 117; 29; 33]. Впоследствии Крылов и др. [4] использовали этот подход для пересмотра возраста для колонок AF-00-02, -07, -08, -23, -28, используя корреляцию с 96/12-1pc.

На настоящий момент не существует приемлемой для всего СЛО стандартной стратиграфической схемы, основанной на распределении бентосных/планктонных фораминифер. Наиболее распространённым биостратиграфическим событием, отмечаемым на подводных возвышенностях СЛО (Ломоносова, Альфа-Менделеева, Нортуинд, Моррис-Джесуп), является исчезновение известковых фораминифер вниз по разрезу и увеличение количества агглютинирующих видов [22]. Переход к доминированию агглютинирующих видов отмечается между ~2 и 6 метрами (ниже поверхности дна) в зависимости от места отбора колонок [111; 54]. Возраст этого события варьирует в пределах временного интервала 7—9 МИС (191—337 тыс. лет назад) [54]. В первом приближении распределение фораминифер на возвышенностях и хребтах центральной Арктики в период с 9 по 1 МИС можно охарактеризовать следующим образом: известковые бентосные (иногда с планктонными) фораминиферы характеризуют межледниковые интервалы; осадки периодов оледенений либо «пустые», либо содержат редкие агглютинирующие виды.

Недавнее исследование Xu et al. [221] по колонке ARC5-MA01, подчеркивает сложность хроностратиграфии Северного Ледовитого океана

при отсутствии стратиграфических связующих точек. Возраст исчезновения неравновесного $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ был предварительно установлен на подошве МИС-5 (морская изотопная стадия) на основании встречаемости возрастов *E. Huxleyi* (кокколитофорида *Emiliana huxleyi*) и AMS^{14}C . Тем не менее, самая низкая встречаемость *E. huxleyi* в Северном Ледовитом океане была недавно пересмотрена до МИС 7 [158], что свидетельствует о том, что возраст исчезновения выше, чем предполагалось Xu et al. [221]. В результате этого пересмотра первое появление отрицательного наклонения в колонке может быть намного старше, чем МИС-7 (> 240 тыс. лет). Для обоснования магнитостратиграфических интерпретаций записи полярности должны быть откалиброваны по независимым биостратиграфическим и радиометрическим данным, если однозначная корреляция с хорошо датированной записью невозможна. Без этой информации возможны альтернативные интерпретации записи полярности, такие как в работе [80].

2. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Станции отбора колонок донных осадков

Станции отбора изученных колонок выделены красным на Рисунке 14. Колонки PS72/396-5 и PS72/410-3 были извлечены в районе поднятия Менделеева в ходе экспедиции научного исследовательского судна «Поларштерн» (RV Polarstern) в 2008 г. [198] на расстоянии 247 км друг от друга (Рисунок 15). Колонка PS72/410-3 отобрана непосредственно с поднятия Менделеева, недалеко от основного хребта, тогда как станция отбора колонки PS72/396-5 находится на подводной возвышенности абиссальной равнины Менделеева. Колонка KD12-03-10с была опробована в ходе экспедиции Арктика-2012 [16] ближе к шельфовой части поднятия на локальной возвышенности (Рисунок 16).

Колонки PS87/023-1 (Рисунок 17) и PS87/074-3 отбирались в ходе экспедиции «Поларштерн» в 2014 г. в районе хребта Ломоносова и в районе котловины Подводников, соответственно [194].

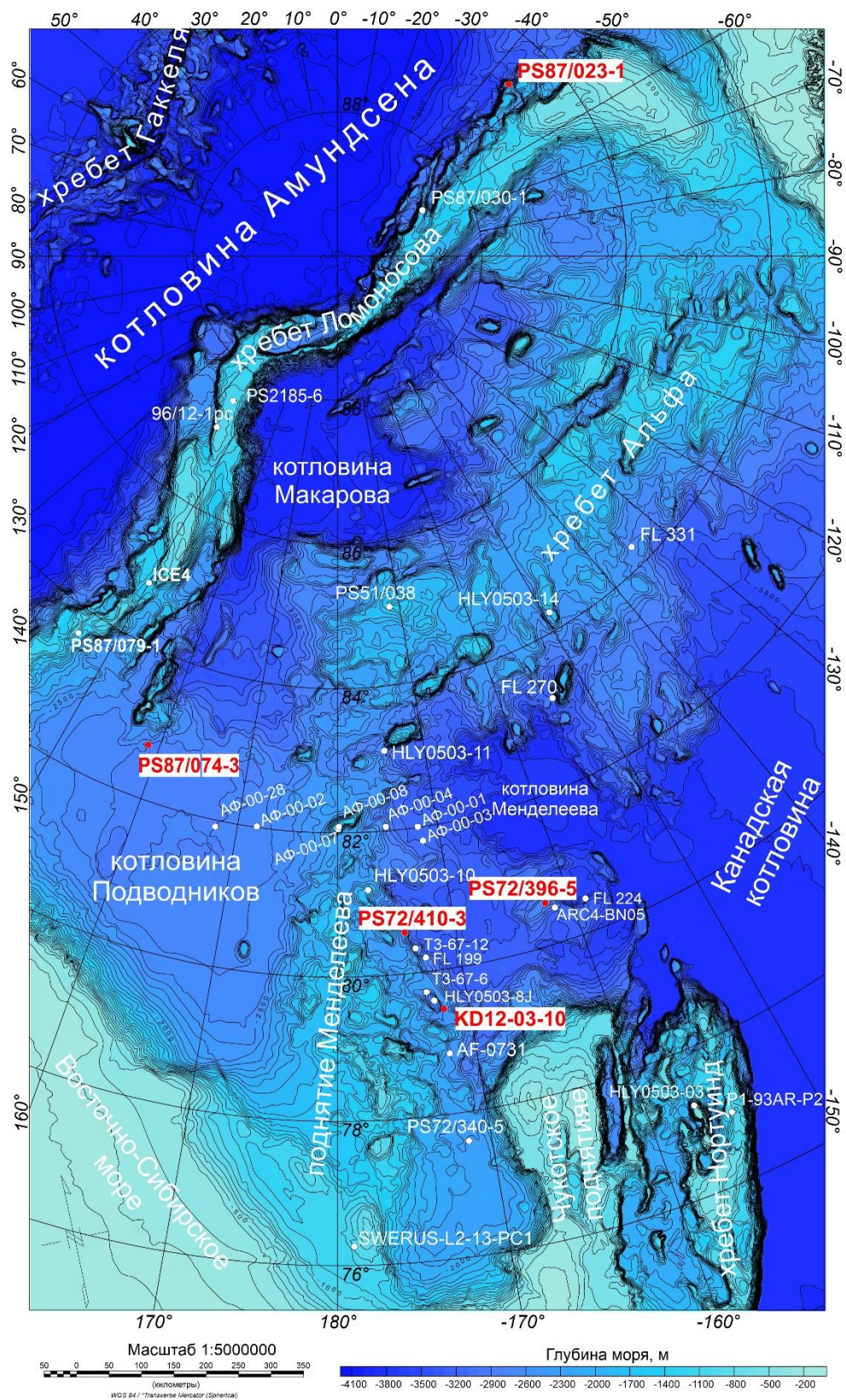
Формирование коллекции образцов из колонок донных осадков PS72/396-5, PS72/410-3, PS87/023-1 и PS87/074-3 стало возможным в рамках совместного исследования с Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI), Германия.

Колонки донных осадков были извлечены при использовании разного вида трубок. В нескольких работах отмечается, что некоторые виды трубок, которые используются при пробоотборе, могут нарушать осадочную структуру как незначительно, так и в достаточной мере [150; 225]. Таким образом, при исследованиях можно было косвенно проследить, влияет ли этот фактор на качество палеомагнитных данных.

В Таблице 1 приведены координаты, глубины и способ отбора колонок, а также их длина.

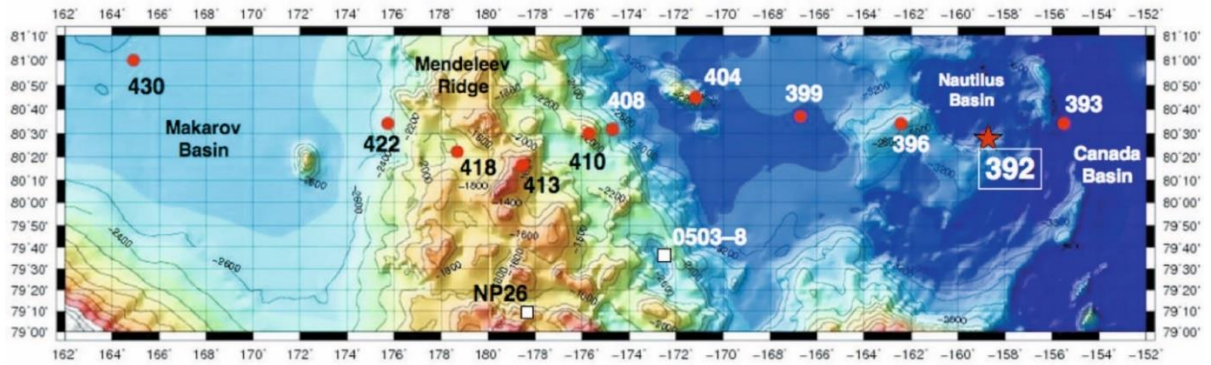
Таблица 1. Расположение и глубина отбора колонок

Колонка	Координаты		Длина, м	Глубина моря, м	Название экспедиции	Методика отбора
	Широта	Долгота				
PS72/396-5	80°34.67' N	162°19.15' W	7.86	2777	PS72 («Polarstern» ARK-XXIII/3) [198]	Кастенлот
PS72/410-3	80°31.3' N	175°43.5' W	7.58	1847	PS72 («Polarstern» ARK-XXIII/3) [198]	Кастенлот
KD12-03-10с	79°27.74 794' N	171°55.079 18' E	5.8	2200	Арктика-2012 [16]	Гидростатическая трубка
PS87/074-3	82° 43.12' N	158° 36.88' E	6.15	2816,5	PS87 («Polarstern» ARK- XXVIII/4) [194]	Гравитационная трубка
PS87/023-1	86°38.23' N	44°53.98' W	6.98	2444,8	PS87 («Polarstern» ARK- XXVIII/4) [194]	Кастенлот



Карта выполнена при использовании грида ИВСАО, v.3 [110].

Рисунок 14. Станции отбора колонок донных осадков, где изученные в данной работе колонки, выделены красным



Обозначения колонок — 396 = PS72/396-5; 410 = PS72/410-3 и т.п. Также обозначены станции отбора колонок NP-26 и 0503-8 (= HLY0503-8JPC, см. Рисунок 4). Источник иллюстрации [194].

Рисунок 15. Положение станций пробоотбора в ходе экспедиции НИС «Polarstern» АКР-XXIII/3, трансект через поднятия Менделеева

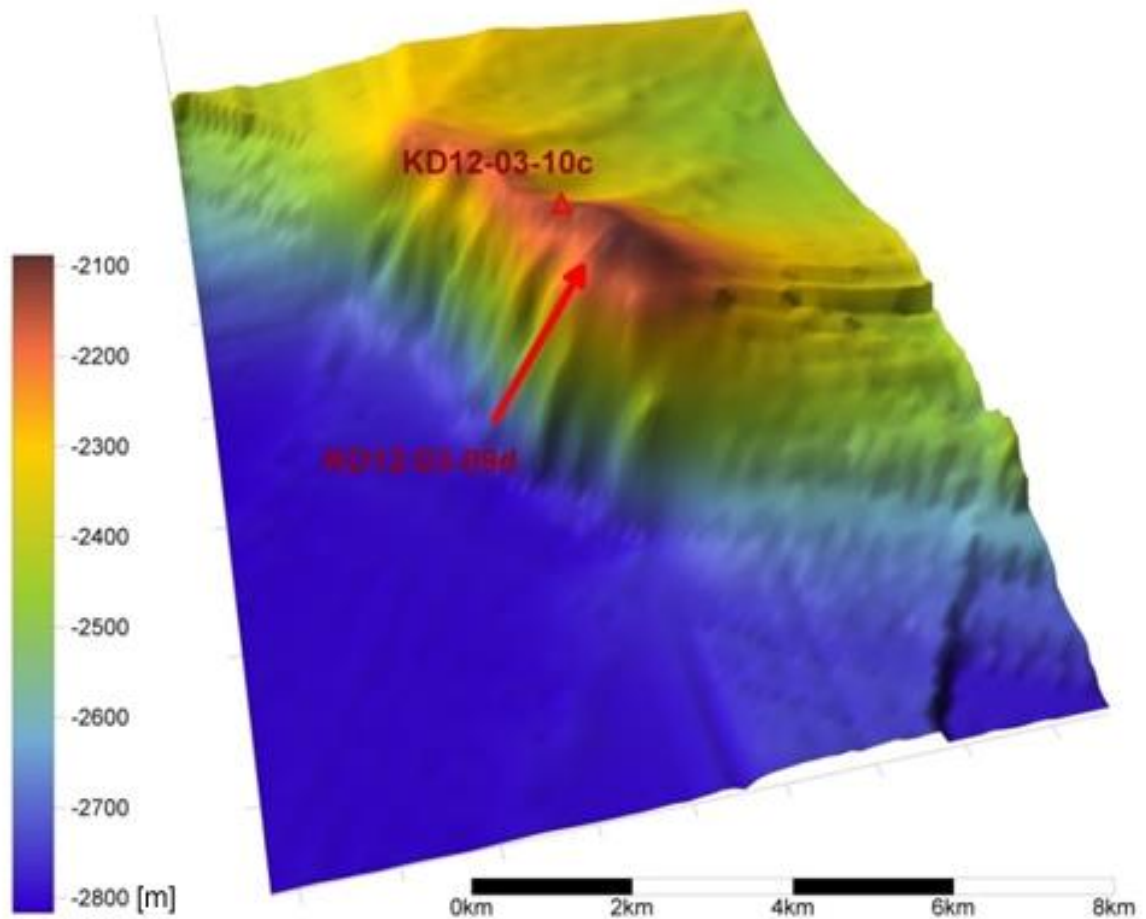
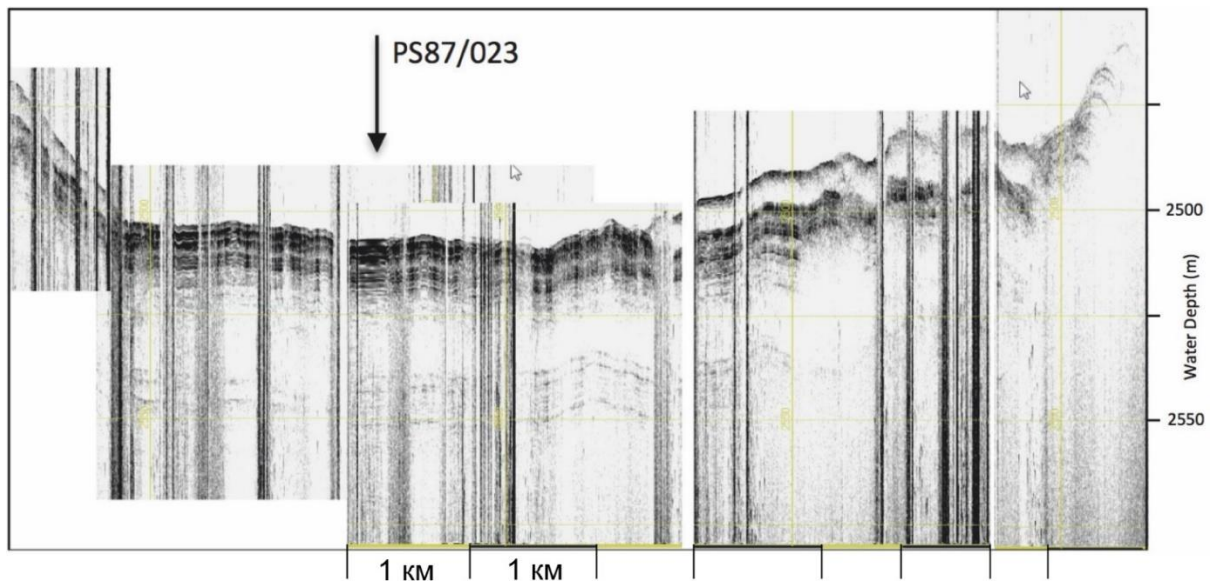


Рисунок 16. Положение станции опробования колонки KD12-03-10с



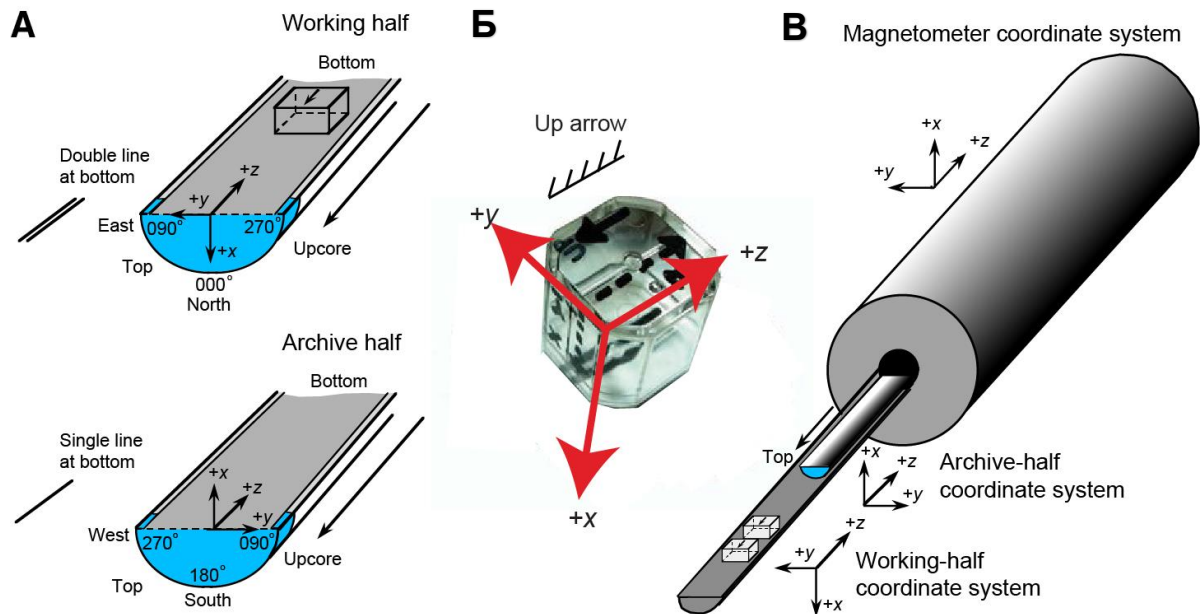
Жёлтые и чёрные полосы внизу рисунка соответствуют расстоянию по горизонтали в 1 км. Глубина была определена системой PARASOUND. Источник иллюстрации [194].

Рисунок 17. Положение станции опробования PS87/023-1 (чёрная стрелка)

2.2. Методика палеомагнитных исследований

2.2.1. Методика отбора образцов

Отбор образцов проводился сплошным образом, при этом образцы ориентированы в вертикальной плоскости в глубину (ось z на Рисунок 18), таким образом ось z сохраняет направление в географических координатах. В горизонтальной плоскости — только в координатах образца одинаково относительно одной секции колонки, из которой они отбирались, таким образом, чтобы ось x была направлена в глубь секции, а ось y перпендикулярно осям x и z согласно правилу правой руки. Пример ориентировки образцов относительно колонки донных осадков приведен на Рисунке 18.



А — относительно координат колонки, Б — обозначение ориентировки образца на пробоотборнике, В — измерения образцов относительно координатной система магнитометра.

Рисунок 18. Пример палеомагнитной ориентировки палеомагнитных образцов (отбор образцов IODP для палеомагнитных измерений) [177].

Отбор длинномерных проб

Для отбора образцов из колонок PS72/396-5, PS72/410-3 и PS87/023-1 использовались длинномерные пробоотборники типа u-channel, предоставленные Университетом Бремена, которые вдавливались по всей длине секции в ненарушенный осадок (Рисунок 19). После извлечения образцы хранились в холодильной камере при температуре от 4 до 6°C на протяжении всех исследований.

Способ пробоотбора при помощи u-channel и последующее проведение палеомагнитных измерений на них позволяет как значительно сократить время пробоотбора, так и повысить скорость измерений при использовании магнитометра SQUID. Однако, в связи с непрерывной записью сигнала измерений на величину измеряемой глубины также накладываются сигналы с соседних участков. Экспериментальное сравнение измерений кубических образцов и образцов u-channel показало, что эпизоды с противоположными

направлениями полярности, записанные на расстоянии менее 7,5 см, практически не обнаруживаются при измерениях в образцах u-channel [166].

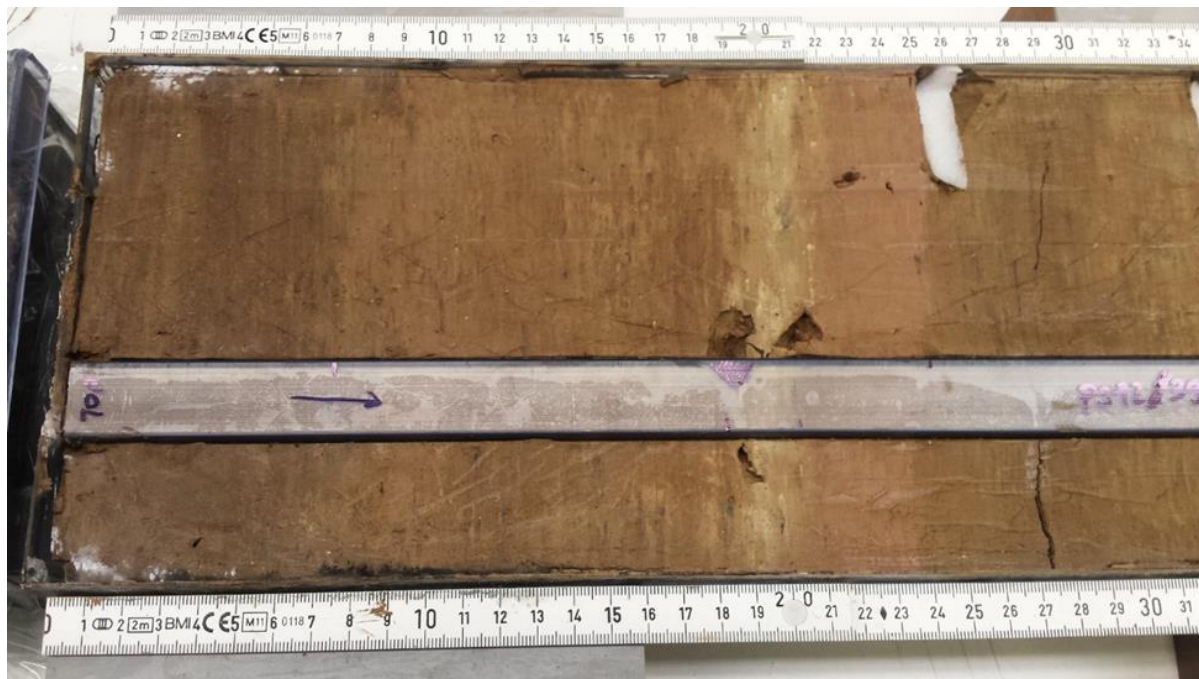


Рисунок 19. Отбор пробы донных осадков при помощи пробоотборника u-channel из колонки PS72/396-5.

Отбор кубических образцов

Из колонки PS87/074-3 образцы отбирались кубиками из немагнитного материала, предоставленными университетом Бремена, с размерами граней около 2 см и внутренним объемом около 8 см³; всего было отобрано 266 кубиков (Рисунок 20).

Отбор цилиндрических образцов

Из колонки KD12-03-10с был проведён отбор образцов при помощи стеклянных цилиндров диаметром от 2,1 до 2,5 см и высотой от 2 до 2,3 см (Рисунок 21), используя методику, описанную Кочегурой В.В. [5]. Цилиндры, обладающие паразитной для дальнейших измерений намагниченностью, были очищены в ультразвуковой ванне и размагничены полем 50 мТл перед началом отбора, после чего их намагниченность не превышала уровень шума магнитометра JR-6A, Agico (см. [77]).

Извлечённые из колонки образцы были покрыты силикатным клеем для предотвращения их засыхания и плотной фиксации в цилиндрах. Всего было отобрано 244 образца. После транспортировки образцы хранились в помещении, защищённом от воздействия современного геомагнитного поля.



Рисунок 20. Пример отбора проб донных осадков при помощи кубических пробоотборников из колонки PS87/074-3

Преимуществом цилиндрических пробоотборников из стеклянного материала является, кроме относительной доступности и невысокой цены пробоотборников, возможность нагрева их до 700°C и тем самым возможность проведения терромагнитного размагничивания вплоть до точки Кюри гематита (675°C).



Рисунок 21. Пример отбора проб донных осадков при помощи стеклянных цилиндрических пробоотборников из колонки KD12-03-10с.

2.2.2. Измерения магнитной восприимчивости

Для колонок PS72/396-5 и PS87/023-1 проводились набортные измерения при помощи стандартного мультисенсорного прибора для каротажа (MSCL track, GEOTEK Ltd., UK, Ser. No. 25), используя кольцевой сенсор [115; 194].

Кроме того, магнитная восприимчивость PS72/396-5 была измерена по всей длине колонки при помощи каппаметра КТ-5 по образцам u-channel

[226]. Так как диаметр сенсора каппаметра превышал ширину пробы в несколько раз, был введен поправочный коэффициент, равный 3,25, на который умножались измеренные значения магнитной восприимчивости. Магнитная восприимчивость колонки PS72/396-5 до 4-х метров была измерена по дискретным кубическим образцам каппаместом MFK1-FA, Agico, установленном в ресурсном центре Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета РЦ «Геомодель».

Магнитная восприимчивость осадков колонки PS72/396-5 также измерялась по дискретным кубическим образцам ($\approx 1.9 \times 1.9 \times 1.9$ см), отобранным из соответствующих u-channel образцов, включающих первые четыре метра колонки. Кубики были отобраны уже после проведения палеомагнитных и рок-магнитных измерений на длинномерных образцах, методика измерений которых описаны в разделе 2.3.1. Магнитная восприимчивость по этим кубикам была измерена при помощи каппаместа MFK1-FA, Agico во время измерений анизотропии магнитной восприимчивости [226].

Измерения магнитной восприимчивости образцов из колонки PS87/074-3 проводились автором в институте полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI) с использованием прибора MS2B, Bartington.

Магнитная восприимчивость колонки KD12-03-10с измерялась по ненарушенной поверхности колонки при помощи каппаметра КТ-5 и сенсорного прибора MS2E, Bartington с интервалами 6,5 и 2,5 см соответственно для 3–6-го метров колонки. Для первых двух метров магнитная восприимчивость дискретных образцов измерялась с применением каппаместа MFK1-FA, Agico.

2.2.3. Измерения естественной остаточной намагниченности

Палеомагнитные измерения колонок PS72/396-5, PS87/023-1, PS87/074-3 и KD12-03-10с были выполнены на оборудовании ресурсного центра Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета РЦ «Геомодель» в г. Санкт-Петербурге. Палеомагнитные измерения по колонке PS72/410-3 проводились на факультете наук о Земле Бременского университета, г. Бремен, Германия.

Направление и интенсивность естественной остаточной намагниченности (NRM — natural remanent magnetization) u-channel образцов (колонки PS72/396-5, PS72/410-3 и PS87/023-1) измерялись с помощью криогенных магнитометров, установленных в разных лабораториях, упомянутых выше, модели 2G Enterprises SRM 755 HR. Измерения проводились непрерывно с шагом 0.5 см для колонок PS72/396-5 и PS87/023-1 и шагом 1 см для колонки PS72/410-3. При таких измерениях каждое измерение находится в зависимости от измерений, выполненных на соседних участках. Это специфика конфигурации прибора, проявляющаяся при измерениях длинномерных образцов, выражается в том, что сенсоры для измерения X-, Y- и Z-компонент намагниченности обладают каждый своей полушириной функции отклика магнитометра [например, 182, 92, 153], которая определяется для каждого SQUID магнитометра экспериментально. Для колонки PS72/410-3, измеренной в Бремене, полуширина равна около 5,2 см (X-, Y-компоненты) и около 6,7 см (Z-компонента), для колонок, по которым были проведены измерения в Санкт-Петербурге, полуширина составляет примерно 7,7 см для всех трёх компонент. Эти значения были учтены при обработке измерений. Последующее размагничивание переменным полем (AF) NRM включало 14 и 15 шагов, соответственно, до максимальной напряжённости переменного поля 100 мТл. Ступенчатое размагничивание переменным полем

проводилось с шагом 5 мТл в диапазоне от 5 до 40 мТл и с шагом 10 мТл, начиная с 40 мТл и максимум до поля 100 мТл.

Измерения NRM дискретных кубических образцов, отобранных из колонки PS87/074-3 также проводились на СКВИД-магнитометре, установленном в лаборатории «Геомодель». Ступенчатое размагничивание переменным полем проводилось с шагом 5 мТл в диапазоне от 5 до 30 мТл и с шагом 10 мТл, начиная с 30 мТл и максимум до поля 100 мТл. Всего 175 образцов из 266 отобранных было подвергнуто процедуре размагничивания переменным полем, т.е. около 65% всей коллекции.

NRM образцов колонки KD12-03-10с измерялась на спиннер-магнитометре JR-6A, Agico с чувствительностью и точностью измерения компонент $2,4 \cdot 10^{-5}$ и $2,4 \cdot 10^{-6}$ мкА/м соответственно. Размагничивание же образцов переменным полем производилось уже на СКВИД-магнитометре в диапазоне от 5 до 140–160 мТл с шагом 5 мТл до 30 мТл, с шагом 10 мТл до 100–120 мТл и далее с шагом 20 мТл. Также применялось температурное размагничивание для части образцов. Установка для температурного размагничивания TD-48-SC, ASC Scientific использовалась для ступенчатого нагрева образцов до 130°C и далее с шагом 50°C в диапазоне от 200°C до 450–500°C. Всего было размагничено 76 образцов, 60 из которых — температурой.

2.2.4. Характеристическая компонента остаточной намагниченности

По результатам размагничивания методом компонентного анализа (principal component analysis, далее PCA) [120] рассчитывалась характеристическая компонента остаточной намагниченности (Characteristic Remanent Magnetization, далее ChRM) с максимальным угловым отклонением (maximum angular deviation, далее MAD). Максимальное угловое отклонение является в данном случае критерием

точности рассчитанной ChRM и может быть использовано для оценки надёжности полученных значений.

В теории направления компонент намагниченности могут быть определены напрямую по линейной части в графика, где отображаются векторные компоненты. На практике же данные неизменно находятся на большом расстоянии друг от друга, и определение наилучшей прямой линии осложнено и, в том числе, субъективно. Анализ же главных компонент (РСА) [120] предоставляет возможность тщательного и (относительно) объективного расчета компонент намагниченности. Метод РСА рассчитывает оптимально приближенное направление по заранее выбранной последовательности данных размагничивания (векторов), которое, если требуется, может быть закреплено на начало координат, по 33 матрицам, составленным по векторным компонентам в виде «ориентационной» матрицы. Главный собственный вектор показывает оптимально приближенное направление, когда как качество данной подгонки статистически рассчитывается по собственным числам, называемое максимальным угловым отклонением (MAD). MAD в этом случае это мера разброса значений данных размагничивания, где меньшее значение обозначает лучшее определение направления вектора остаточной намагниченности. Расчёт характеристической компоненты намагниченности вместе с соответствующими значениями MAD на основании результатов ступенчатой магнитной чистки является наиболее признаваемой в современном научном сообществе методикой для представления результатов палеомагнитных результатов.

Изменение направлений NRM в предложенных колонках с глубиной может оцениваться по вариациям наклона (Inc) вектора NRM, которое как вертикальная компонента составляет основную часть палеомагнитного вектора на таких высоких широтах, где отбирались колонки, и стремится к величинам близким к 90° . Склонения составляют меньшую часть вектора

намагниченности и, кроме того, обычно неизвестны ввиду произвольной ориентировки колонок в горизонтальной плоскости. Таким образом, магнитная полярность определялась по значениям компонентного наклона (Inc_{ChRM}), описывающим угол между вектором намагниченности и горизонтальной плоскостью. Компонентное склонение не рассматривалось. Положительные (отрицательные) компонентные наклоны рассматривались как отображающую прямую (обратную) полярность.

В данной работе компонентные наклоны ChRM рассчитывались в программном обеспечении PuffinPlot [131] для колонок PS72/396-5, PS72/410-3, KD12-03-10с, PS87/023-1 и PS87/074-3. Типичные для некоторых интервалов глубин диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем и/или температурой вектора намагниченности приводятся в работе в виде ортогональных диаграмм Зийдервельда, на которых отображаются в том числе шаги размагничивания, по которым вычислялась Inc_{ChRM} . Диаграмма Зийдервельда представляет собой совмещение на одном рисунке двух ортогональных проекций траектории движения конца вектора в процессе его разрушения [18].

По результатам ступенчатого размагничивания переменным полем колонок PS72/396-5, PS72/410-3 и PS87/023-1 был проведён детальный векторный анализ [120] для определения Inc_{ChRM} и MAD. Для каждой точки измерений был выбран подходящий интервал последовательности шагов размагничивания переменным полем для наиболее надежного представления ChRM. Интервал выбирался исходя из совокупного анализа расположения вектора намагниченности на равноплощадной стереогеографической проекции и диаграмме Зийдервельда с учётом значений медианного разрушающего поля и общего вида разрушения величины намагниченности. Шаги 0-15 мТл и 90-100 мТл в основном были исключены из расчётов. В интервале малых полей, скорее всего, удаляется

вязкая остаточную намагниченность, наведённая современным полем; она отражена изгибом кривой на диаграмме Зийдервельда. Результаты магнитной чистки в переменном поле в интервале 90–100 мТл рассматривались как, вероятно, наводящие вторичную намагниченность поверх остаточной и, таким образом, как недостаточно надёжные, особенно если значение медианного разрушающего поля было невысоким. При высоком разбросе направлений выбиралось меньшее количество шагов; число шагов размагничивания, использованных для расчета ChRM, было выведено на графики палеомагнитных результатов отдельным параметром.

Для колонки KD12-03-10с наклонение ChRM рассчитывалось для образцов, к которым были применены процедуры размагничивания. ChRM со значениями MAD было определено в диапазоне температур от 250° С до 450° С для образцов, размагниченных температурой, и в интервале 20-100 мТл для размагниченных переменным полем.

Inc_{ChRM} и MAD для образцов колонки PS87/074-3 были рассчитаны преимущественно с использованием шагов размагничивания от 20 до 80 мТл, хотя количество используемых шагов размагничивания было сокращено, если меньшее количество адекватнее отображало поведение компонент намагниченности (Подробности см. в разделе 3.1.3).

2.3. Петромагнитные исследования

Публикация Xuan и Channel [223], где в исследуемых колонках (например, HLY0503-8, HLY0503-10, см Рисунок 4), отобранных с поднятия Менделеева в ходе экспедиции HOTRAX05, короткие интервалы отрицательных наклонений геомагнитного поля при преимущественно положительных, рассматривались как возможный результат действия химической остаточной намагниченности, приобретённой в ходе окисления титаномагнетита в титаномаггемит, стала одним из основных исследований, ставящих под вопрос применимость и достоверность палеомагнитных

методов для изучения осадков Северного Ледовитого океана. Колонка SWERUS-L2-13-PC1, длиной 7,68 м, отобранная на плато Арлис [217], показала следы похожих изменений. По мнению авторов детально изученные ими петромагнитные и химические параметры указывают на диагенетические изменения магнитных минералов после осаждения.

Таким образом, для изучения надёжности палеомагнитных данных был проведён ряд исследований, в том числе и температурных, нацеленных на исследования ферромагнитных минералов, носителей остаточной намагниченности в изучаемых океанических осадках, и их магнетизма. Кроме стандартных петромагнитных исследований, которые можно было провести на длинномерных образцах u-channel, был проведён ряд исследований на дискретных образцах, которые были отобраны дополнительно в AWI. Одной из основных целей данных измерений было сравнение положительно- и отрицательно намагниченных интервалов.

2.3.1. Петромагнитные исследования длинномерных проб

Образцы u-channel колонок PS72/396-5 и PS72/410-3 были подвергнуты базовым петромагнитным экспериментам. Идеальная остаточная намагниченность (anhysteretic remanent magnetization, далее ARM) создавалась параллельно оси Z при 160 мТл (PS72/396-5) и 100 мТл (PS72/410-3) с постоянным подмагничивающим полем 0,05 мТл. Нормальная остаточная намагниченность (Isothermal Remanent Magnetization, IRM) создавалась в установке импульсного намагничивания вдоль оси Z образцов u-channel в ступенчато возрастающем поле с максимальным полем 1000 мТл (PS72/396-5) и 700 мТл (PS72/410-3). ARM и IRM были измерены и размагничены с теми же шагами переменного размагничивающего поля как и NRM. IRM, созданные на 700 мТл ($IRM_{700\text{mT}}$) и 1000 мТл ($IRM_{1000\text{mT}}$), соответственно, рассматривались как

изотермическая остаточная намагниченность насыщения (“saturation” isothermal remanent magnetization, SIRM), учитывая что не все высококоэрцитивные минералы достигали намагниченности насыщения при этих максимальных для данных измерений полях. ARM отражает концентрацию мелкозернистого (титано)магнетита, тогда как (S)IRM это мера концентрации всех магнитных, и таким образом несущих намагниченность, минералов. Безгистерезисная магнитная восприимчивость (k_{ARM}) была рассчитана как интенсивность ARM поделенная на амплитуду постоянного тока в 0.05 мТл и далее рассчитывалось соотношение k_{ARM}/k_{LF} , которое, как и ARM_{100mT}/IRM_{100mT} , отвечает размеру магнитных частиц. Медианное разрушающее поле ARM (MDF_{ARM}) и IRM (MDF_{IRM}) было определено по данным соответствующих измерений. Псевдо S-коэффициент равно $IRM_{300mT}/SIRM$, например, [205; 203] было рассчитано как соотношение низкокоэрцитивных ферромагнитных минералов, таких как (титано)магнетит, к высококоэрцитивных антиферромагнитных, таких как гематит. Этот коэффициент отличается от S-коэффициента, описанного, например, в Bloemendal et al. [38], где IRM в образце генерируется при поле в 1000 мТл и после измерений в том же образце генерируется обратная IRM в поле 300 мТл. И хотя значения псевдо S-коэффициента отличаются от классического S-коэффициента, оба коэффициента предоставляют схожую информацию. Если коэффициент равен 1, это означает то, что минеральная ассоциация состоит преимущественно из низкокоэрцитивных минералов. При уменьшающихся соотношениях можно сказать, что пропорция высококоэрцитивных магнитных минералов растёт нелинейно [126]. Разносторонний обзор данных принципов при применении этих и других петромагнитных методов и параметров приведён в работе Liu et al. [128].

Данные палеомагнитных и петромагнитных исследований по колонке PS72/396-5, проведенные на образцах u-channel, опубликованы в открытом

доступе в базе данных PANGAEA в виде набора данных из 9 массивов данных [71]. Каждый массив представляет собой набор данных (ChRM, NRM, ARM, IRM, pseudo S-ratio и т.п.) со своим отдельным DOI.

2.3.2. Петромагнитные исследования дискретных проб

Температурное размагничивание дублирующих образцов

Для проведения размагничивания температурой ориентированные образцы отбирались по всей длине колонки PS72/396-5 так, чтобы охватить прямо и обратно намагниченные интервалы, выявленные ранее на этапе палеомагнитных исследований, а также сложные для интерпретации прослой, в основном выявленные в нижней половине колонки. В качестве пробоотборников были использованы стеклянные цилиндры. Измерения выполнены с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета.

Для ступенчатого нагрева образцов использовалась установка для температурного размагничивания TD-48-SC, ASC Scientific. Первый нагрев был проведён до 150°C, далее с шагом 50°C в диапазоне температур 200°C — 500°C. Для более детального исследования диапазона точки Кюри шаг был уменьшен до 25°C с 500°C до 575°C, далее нагрев был проведён до 585°C, 600°C и 650°C. Нагревы проводились в воздухе. После каждого нагрева проводились измерения остаточной намагниченности на СКВИД-магнитометре SRM-755. Также для контроля образования новых минералов после измерений остаточной намагниченности проводились измерения магнитной восприимчивости с применением каппамота MFK1-FA, Agico. Магнитная восприимчивость была измерена после каждого нагрева.

По результатам размагничивания методом компонентного анализа также была рассчитана ChRM так, как описано в разделе 2.2.4.

Размагничивание переменным полем дублирующих образцов

Дискретные кубические (2х2х2) образцы-дубли были отобраны для проверки измерений u-channel, и одновременно исследования прослоев, где вычисление характеристической компоненты вызвало трудности при размагничивании переменным полем (AF) образцов u-channel (см. легенду Рисунка 28). Образцы отбирались кубиками из немагнитного материала, предоставленными университетом Бремена, с размерами граней около 2 см и внутренним объемом около 8 см. Измерения NRM дискретных кубических образцов проводились на СКВИД-магнитометре, установленном в лаборатории «Геомодель». Ступенчатое размагничивание переменным полем проводилось с шагом 5 мТл в диапазоне от 5 до 30 мТл и с шагом 10 мТл, начиная с 30 мТл и максимум до поля 100 мТл.

По результатам размагничивания методом компонентного анализа также была рассчитана ChRM так, как описано в разделе 2.2.4.

Температурная зависимость магнитной восприимчивости

Исследование магнитной восприимчивости (k) при непрерывных нагревах является чувствительным методом диагностики магнитных и некоторых железосодержащих минералов [15].

Для измерений температурной зависимости магнитной восприимчивости (kT) были отобраны неориентированные образцы весом около 300 миллиграммов, по всей длине колонок PS72/396-5 и PS72/410-3, также акцентируя особое внимание, как и во всех отборах дополнительных образцов, на выявленные по результатам измерений NRM прямо и обратно намагниченные интервалы.

Подсушенные образцы измерялись с использованием каппамоста MFK1-FA, Agico. Измерения температурной зависимости магнитной восприимчивости проводились в воздухе в следующих циклах: от -200° до

0 °С; нагрев от комнатной температуры до 400°С и охлаждение до комнатной температуры; нагрев от комнатной температуры до 600°С и охлаждение до комнатной температуры; нагрев от комнатной температуры до 700°С и охлаждение до комнатной температуры; охлаждение от 0° до -200°С Проводилась корректировка данных на измерения термопар, далее данные были нормализованы на вес.

Глубина отбора и вес образцов приведены в Таблице 2.

Таблица 2. Образцы, отобранные для измерений температурной зависимости магнитной восприимчивости

Колонка	Глубина, см	Вес, г	IncChRM, °
PS72/396-5	79	0,302	67.9
PS72/396-5	175,5	0,2974	-67.7
PS72/396-5	265	0,289	76.94
PS72/396-5	343	0,2799	-82.09
PS72/396-5	381	0,276	82.86
PS72/410-3	108,5	0,3245	77.89
PS72/410-3	148,5	0,3017	-54.77
PS72/410-3	373,5	0,3086	70.68
PS72/410-3	458,5	0,301	-63.49
PS72/410-3	602,5	0,3125	42.16

Намагниченность насыщения при криогенных температурах

Образцы, отобранные из колонки PS72/396-5, были измерены в центре диагностики функциональных материалов для медицины, фармакологии и нанoeлектроники Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета РЦ «Геомодель» на СКВИД магнитометра MPMS SQUID VSM, Quantum Design. Образцы из колонки PS72/410-3 измерялись в университете Бремена на MPMS XL-7, Quantum Design.

Образцы охлаждались от комнатной температуры в нулевом поле (zero-field cooled, ZFC) или во внешнем поле 5 Тл (field cooled, FC). SIRM генерировалась при 5 Тл при температуре 1.8 К (PS72/396-5) или при 5 К (PS72/410-3) и измерялась примерно при нулевом поле с шагом 0,5-2 К увеличения температуры до комнатной температуры. Глубина отбора и вес образцов приведены в Таблице 3.

Таблица 3. Образцы для измерений намагниченности насыщения при криогенных температурах

Колонка	Глубина, см	Вес, г	$\text{Inc}_{\text{ChRM}}, ^\circ$
PS72/396-5	64	0,0334	77,6
PS72/396-5	175,5	0,0174	-67,7
PS72/396-5	234	0,0297	-65,4
PS72/396-5	265	0,03379	76,94
PS72/396-5	343	0,03407	-82,09
PS72/396-5	381	0,0174	82,86
PS72/410-3	108,5	0,0161	77,89
PS72/410-3	148,5	0,02	-54,77
PS72/410-3	262,5	0,017	-67,88
PS72/410-3	373,5	0,0205	70,68
PS72/410-3	458,5	0,0192	-63,49
PS72/410-3	602,5	0,0121	42,16

Измерение петель гистерезиса

Главные характеристики петли гистерезиса: поле магнитного насыщения, намагниченность насыщения, остаточная намагниченность насыщения (при $H=0$), коэрцитивная сила (при $J=0$), остаточная коэрцитивная сила (при $J_r=0$).

Коэрцитивная сила (H_C) – размагниченное состояние магнитного материала, созданное действием переменного поля с убывающей амплитудой от поля магнитного насыщения до нуля в отсутствие внешнего постоянного магнитного поля.

Остаточная коэрцитивная сила (H_{cr}) – напряженность постоянного магнитного поля, направленного противоположно остаточной намагниченности насыщения образца и компенсирующего величину последней, так что после воздействия поля H_{cr} остаточная намагниченность образца $J_{rs}=0$. Остаточная коэрцитивная сила, как и коэрцитивная сила, является важной структурно-чувствительной характеристикой магнитных веществ, она варьирует от <1 до >100 мТл, весьма чувствительна к изменениям внутренней структуры вещества, наличию дефектов, напряжений, зависит от размера зерна, особенно в области перехода от однодоменных зёрен к многодоменным.

Намагниченность насыщения (M_s) — максимально возможная величина остаточной намагниченности, созданная в поле магнитного насыщения.

Остаточная намагниченность насыщения (M_{rs}) — максимальная намагниченность образца в нулевом поле.

Измерение петель гистерезиса на образцах колонки PS72/396-5 проводились в лаборатории «Геомодель» при помощи MPMS SQUID VSM, Quantum Design при максимальном поле ± 7 Тл, на колонке PS72/410-3 — в Бременском Университете на AGM, Princeton Measurements Corporation при максимальном поле 0.3 Тл. Парамагнитная составляющая полученных гистерезисных кривых была исключена из данных по наклону кривой в высоких полях. Данные, полученные при измерениях, в виде соотношений M_{rs}/M_s и H_{cr}/H_C были представлены на диаграмме Дзя-Данлопа [60; 68] для магнетита для оценки доменной структуры ферромагнитных зерен.

Диаграммы перемагничивания FORC

Для того, чтобы охарактеризовать ансамбль магнитных минералов были проведены эксперименты по получению кривых перемагничивания (First-Order-Reversal-Curve, FORC) [169; 183]. Метод FORC помогает напрямую распознать однодоменные (SD) частицы, когда они смешаны не однодоменными, термически нестабильными или магнитостатически взаимодействующими частицами [180]. Egli et al. [70] показали, что не взаимодействующие одноосевые однодоменные частицы проявляются на таких диаграммах в виде «центрального хребта».

Измерения диаграмм перемагничивания FORC проводились в университете Бремена на PMC AGM для образцов из колонок PS72/396-5 и PS72/410-3. Диаграммы перемагничивания FORC были получены созданием 300 FORCs при поле насыщения в 300 мТл с шагом поля 0.424 мТл и периодом осреднения 100 мс. Измеряемый диапазон поля был +/- 20 мТл для B_u и в диапазоне 0-80 мТл B_c . Измерения FORC обрабатывались в программном обеспечении FORCinel, версия 3.06 [94].

Анизотропия магнитной восприимчивости

Данные измерений анизотропии магнитной восприимчивости (Anisotropy of magnetic susceptibility, далее AMS) могут служить основой для реконструкции условий осадконакопления [67].

Анизотропия магнитной восприимчивости была измерена для 196 кубических образцов, отобранных от 10 см до 410 см из четырех верхних проб u-channel колонки PS72/396-5 пластиковыми кубиками объемом около 7 см³. По колонке PS87/74-3 измерения AMS были проведены по 108 образцам из следующих интервалов глубин: от 2 до 105 см, от 147,3 до 154,2 см, от 188,4 до 202,2 см, от 257,2 до 366,5 см и на 520,7 см и 527,4 см. Для

колонки KD12-03-10с измерялись образцы из различных интервалов по всей колонке.

Измерения проводились с использованием каппамота MFK1-FA, Agico, вращательным методом. Образцы вращались последовательно вокруг трёх перпендикулярных осей, объёмная магнитная восприимчивость измерялась вдоль одной оси, когда как тензор магнитной восприимчивости, состоящий из главных восприимчивостей k_{\max} (максимальная), k_{int} (средняя) и k_{\min} (минимальная), был посчитан для всех измерений [184; 162]. Обработка измерений выполнялась в программе Anisoft 5.

2.4. Изотопные исследования

Нарушение радиоактивного равновесия в рядах распада (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) наблюдается в различных геологических системах и является главной предпосылкой разработки неравновесных методов датирования природных объектов. К ним относятся методы избыточных ^{230}Th , ^{231}Pa , ^{210}Pb активностей дочернего продукта, и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ -, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -датирование и т.д., основанные на недостатке активности дочернего нуклида по отношению к материнскому изотопу (в данном случае урана) [6].

Методика проведения исследований $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ по колонке PS72/396-5 подробно описывается в Geibert et al. [82]. Около 75 мг гомогенизированного осадка было подвергнуто полному кислотному расщеплению в присутствии изотопных добавок ^{229}Th и ^{236}U , а также азотной, соляной и фтористоводородной кислот с использованием системы разложения под давлением с помощью микроволн и приспособления для выпаривания (CEM Mars Xpress с XpressVar). Торий и уран отделяли от матрицы полученного раствора на стадии осаждения железа с последующим разделением с помощью экстракционной смолы (Triskem UTEVA). Окончательные растворы готовили в 1 моле азотной кислоты, чтобы в дальнейшем свести к минимуму накопление тория в системе ввода проб.

Подходящие эталонные материалы (IAEA-385 и UREM-11) обрабатывались и анализировались параллельно для контроля точности и внешней воспроизводимости измерений. Изотопы тория ^{232}Th , ^{230}Th и ^{229}Th были проанализированы с разрешением по массе $R = 2000$ на модифицированном секторном поле ICP-MS Element 2 с использованием системы десольватации APX IR для усиления сигнала. Была применена поправка на массовый хвост ^{232}Th на ^{230}Th . Изотопы урана ^{236}U , ^{235}U и ^{234}U были измерены с низким разрешением по массе $R=300$ на том же приборе, с проверкой смещения массы по отношению $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ в отдельном растворе природного урана. Процедурные пробелы были включены в каждый запуск. Ошибки основаны на инструментальной неопределённости массовых отношений метода изотопного разбавления с учётом распространения ошибки от процедурных пустых проб и коррекции хвоста и представлены как одно стандартное отклонение.

$^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ рассчитывался как разность активности ^{230}Th и ^{234}U при предположении, что существует вековое равновесие между ^{234}U и ^{230}Th , для определения поддерживаемого ^{230}Th . Весь набор данных доступен в базе данных PANGAEA [84]. Для данной работы использовался набор данных, полученный до глубины 174 см.

2.5. Минералогический анализ и шлифы

Минералогический анализ лёгких и тяжёлых фракций проводили на фракции размером зёрен 0,1–0,05 мм после их разделения тяжёлой жидкостью (бромформом). По комплексу оптических свойств минералы идентифицировались с помощью бинокулярного микроскопа Olympus BH-2.

Для определения природы аномалий намагниченности осадков колонки KD-12-03-10с изучалось 26 шлифа, которые были отобраны из 13 горизонтов по разрезу колонки. Осадки, отобранные стеклянными цилиндрами, пропитывались канадским бальзамом и, после отвердения, из

них изготавливались шлифы в 2-х направлениях: вертикально и горизонтально ориентированные срезы. Шлифы изучались под бинокуляром МБС-10 и поляризационным микроскопом МП-1.

2.6. Измерения объемной плотности во влажном состоянии

Измерения объемной плотности во влажном состоянии (WBD) колонок PS72/396-5 и PS72/410-3 проводились также на MCSL вместе с набортными измерениями магнитной восприимчивости [115] (см. раздел 2.2.2).

Полученные кривые WBD и MS демонстрируют характерный рисунок «отклонений» относительно друг друга, который использовался как дополнительный параметр для корреляции колонок PS72/396-5 и PS72/410-3.

3. ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОСАДКОВ ОБЛАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ

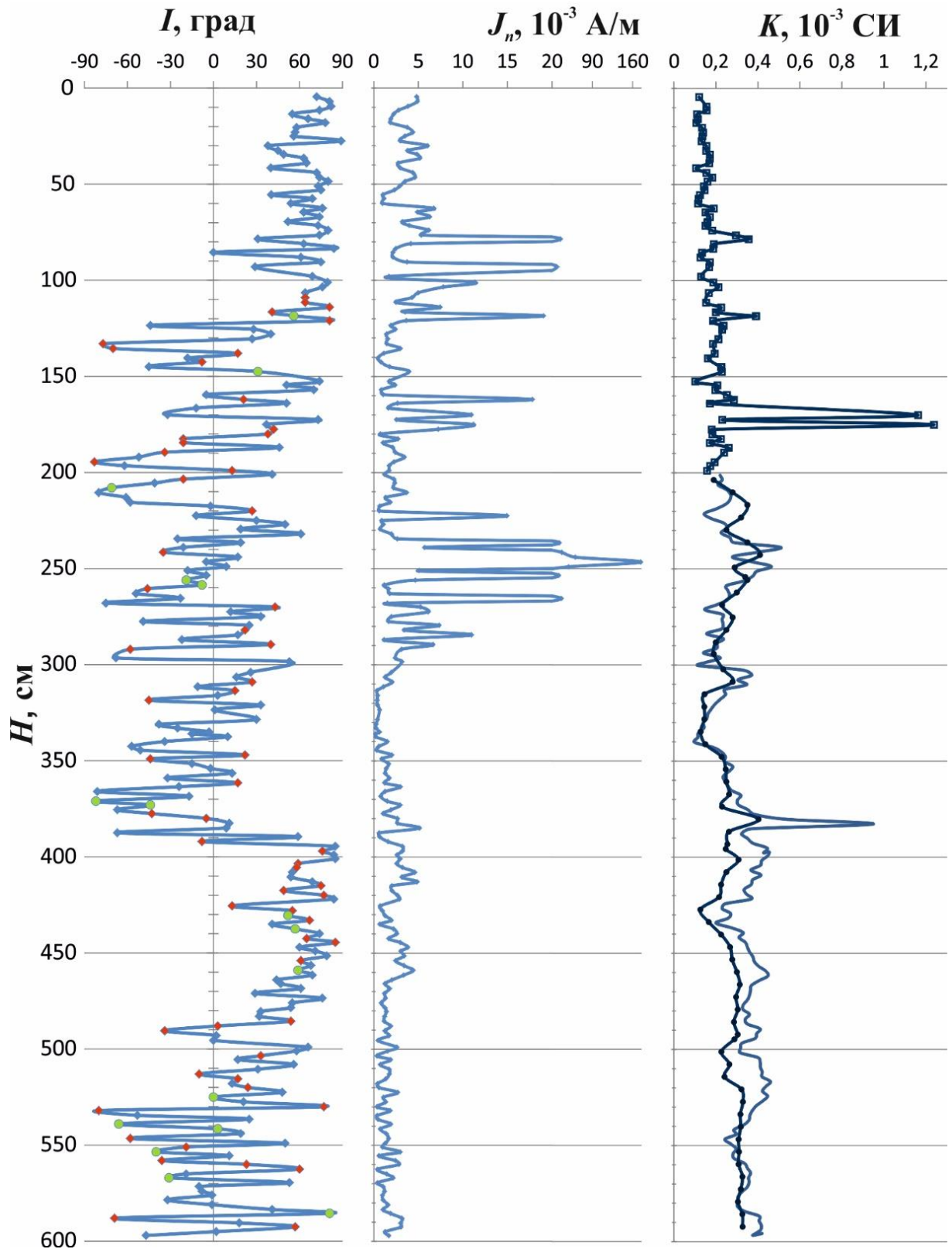
3.1. Палеомагнитные исследования

3.1.1. Палеомагнитные измерения колонок донных морских осадков с поднятия Менделеева

KD12-03-10с, рейс Арктика-2012

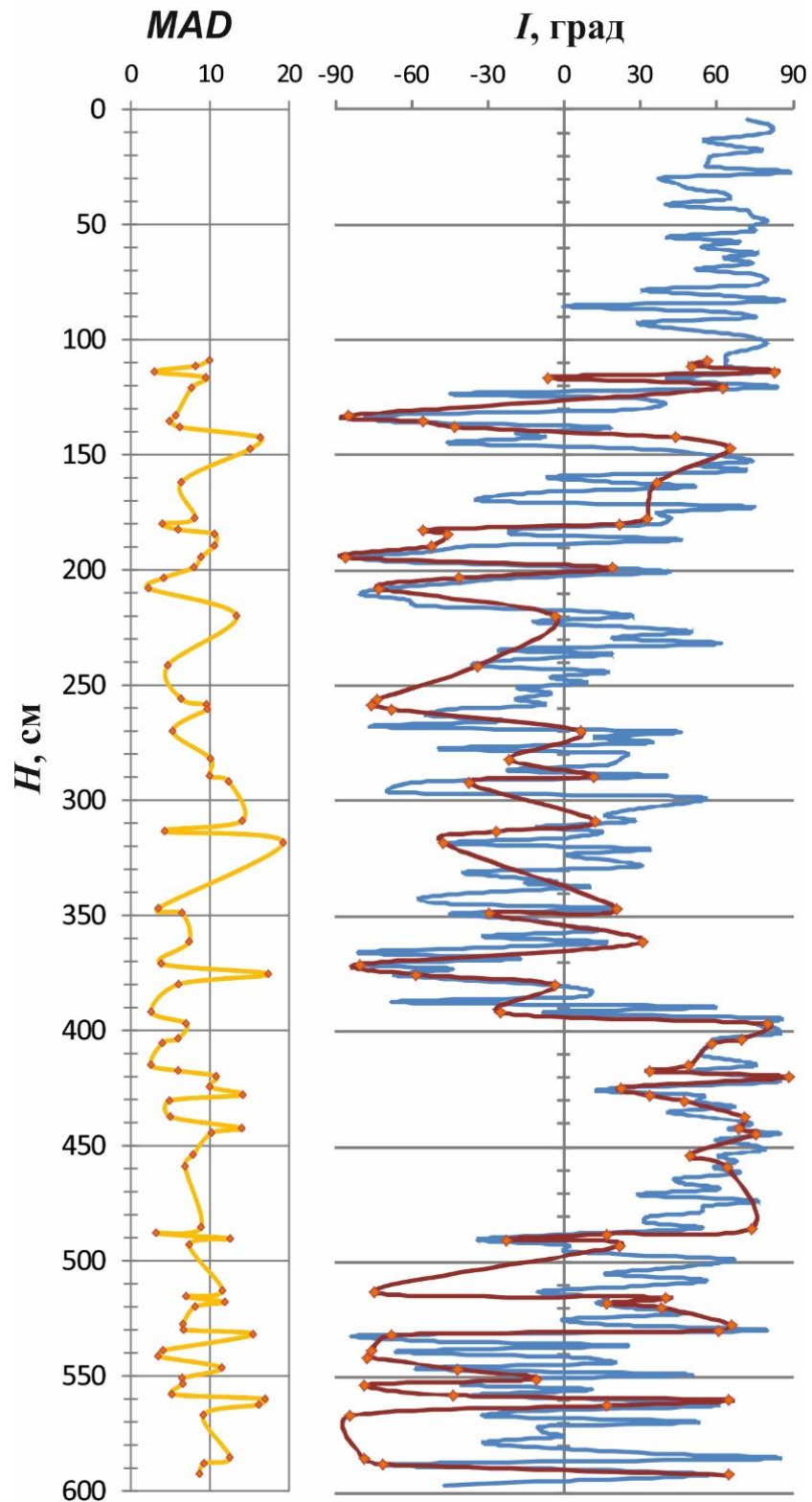
Результирующие данные палеомагнитных измерений по колонке KD12-03-10с, отражающие изменение наклона и величины естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости с глубиной отражены на Рисунке 22. На кривой наклона можно отметить несколько чередующихся групп положительных и отрицательных значений. Начиная с верха колонки, положительные наклоны преобладают вплоть до 123,5 см, где происходит резкий переход в сторону отрицательных наклонов. Преимущественно отрицательные значения наклона наблюдаются до глубины 394 см, перемежаясь несколькими пиками наклона в положительной области. Также можно отметить, что величина намагниченности для интервалов с положительными наклонами в среднем больше, чем для интервалов с отрицательными [75]. На итоговой кривой наклона ChRM (Рисунок 23), построенной по размагниченным образцам, обозначенным цветными маркерами на Рисунке 22, интервалы прямых и обратных полярностей по всей длине колонки прослеживаются более чётко.

Ортогональные диаграммы результатов размагничивания для 6 образцов, отобранных на разных глубинах из колонки KD12-03-10с, приведены на Рисунке 24. При размагничивании переменным полем вязкая намагниченность разрушается в диапазоне до 20 мТл, после чего стабильная компонента может быть рассчитана по измерениям от 20 до 100 мТл.



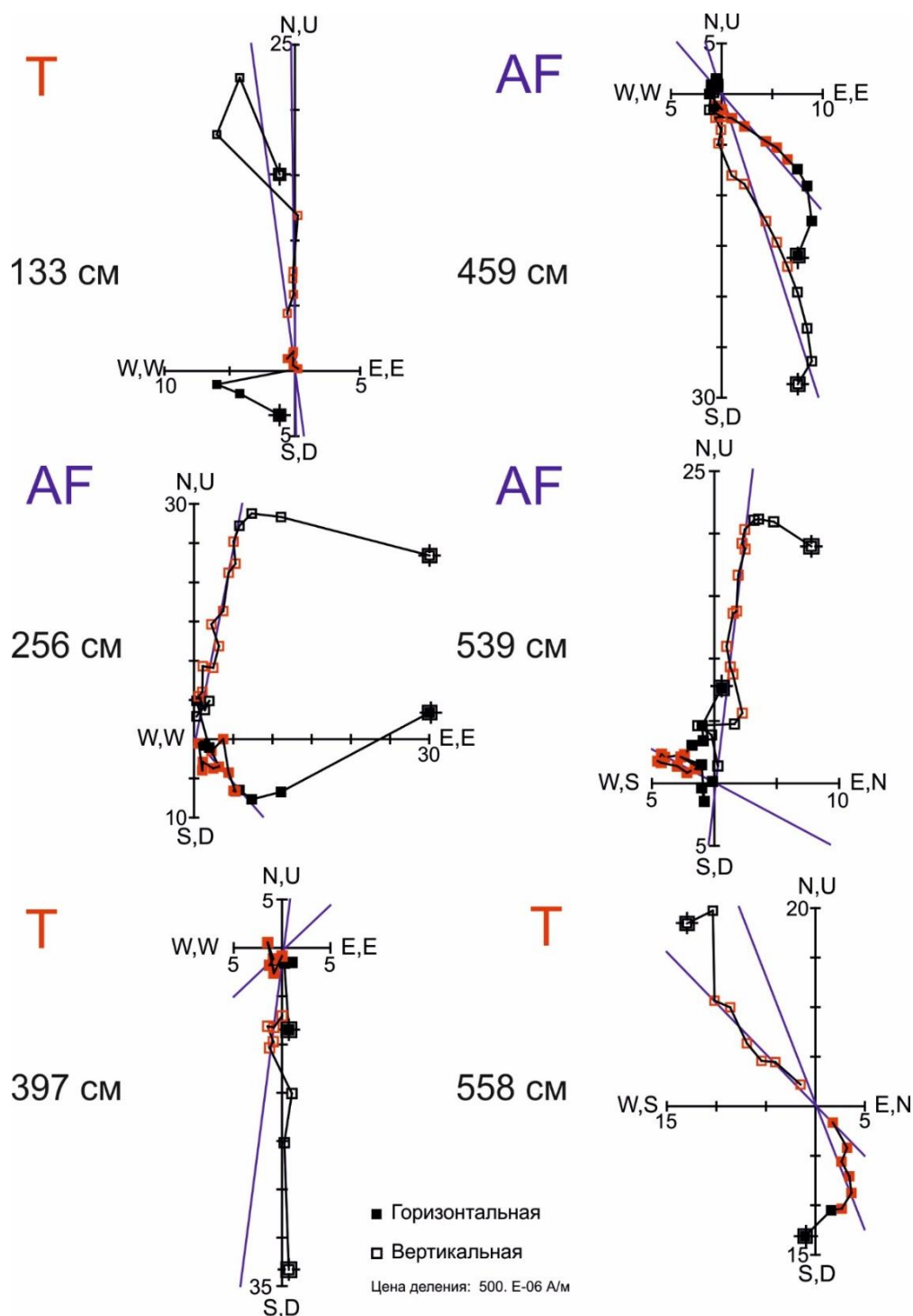
На кривой наклонений также обозначены образцы, отобранные для магнитной чистки (температура – красные ромбы, переменное поле – зелёные кружки). Кривая магнитной восприимчивости, полученная при помощи МFK1-FA обозначена полыми квадратами, КТ-5 – залитыми кружками, MS2E без маркеров.

Рисунок 22. Наклонение I , естественная остаточная намагниченность J_n и магнитная восприимчивость донных осадков k_{LF} колонки KD12-03-10с



Максимальное угловое отклонение (MAD), цветом и маркерами обозначаются наклонения характеристической компоненты остаточной намагниченности ChRM, синим – наклонения естественной остаточной намагниченности NRM.

Рисунок 23. Результаты расчетов характеристической компоненты остаточной намагниченности по колонке KD12-03-10с



Для каждого образца приведена ортогональная диаграмма, залитые и полые квадраты – проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости соответственно, звёздочкой обозначено измерение J_n . Красным цветом выделены точки, по которым рассчитывалась характеристическая компонента намагниченности ChRM образцов.

Рисунок 24. Примеры ступенчатого размагничивания переменным полем (AF) и размагничивания температурой (T) шести образцов колонки KD12-03-10с

Данные, полученные при поле свыше 100 мТл, были исключены из расчётов, так как показывали очень высокий разброс значений при

достижении величин менее 5 процентов от изначальной намагниченности. Образцы же, подвергнутые температурному размагничиванию, теряют вязкую составляющую после нагревания на 130, 200°C, далее ChRM может быть рассчитана. Для KD12-03-10с максимальная температура нагрева составляла 500°C, которая для небольшой части образцов оказалась недостаточной для полного разрушения намагниченности, что может говорить о неоднородности состава осадков по носителям намагниченности.

Колонки PS72/396-5 и PS72/410-3, рейс НИС «Polarstern» 2008 г.

На Рисунке 25 отображены интенсивность NRM, медианное разрушающее поле естественной остаточной намагниченности (MDF_{NRM}), наклонение характеристической остаточной намагниченности (Inc_{ChRM}), максимальное угловое отклонение (MAD), число точек PCA (число шагов размагничивания переменным полем, использованных для расчета ChRM) и объемная магнитная восприимчивость (k_{LF}).

Колонка PS72/396-5 показывает стабильные положительные значения практически для всего первого метра осадка. С глубины 90 см, далее вниз по колонке Inc_{ChRM} начинает переходить в отрицательную часть. Компонентные наклонения остаются в основном отрицательными вплоть до глубины 375 см с пятью включениями коротких интервалов положительных наклонений. Ниже 375 см в колонке PS72/396-5 положительные компонентные наклонения восстанавливаются с одним невысоким отрицательным интервалом около 492 см. С глубины 560 см, Inc_{ChRM} переходит между отрицательными, приэкваториальными и положительными с более высокой частотой. Величина интенсивности NRM и число точек PCA падает вместе с глубиной. Это может говорить о том, что кроме наложенной вязкой остаточной намагниченности, может также присутствовать несколько компонент остаточной намагниченности, возможно, перекрывающейся коэрцитивности.

Колонка PS72/410-3 показывает похожую картину положительных наклонений в верхних 133 см за исключением интервала между 42,5 и 81,5 см, в котором Inc_{ChRM} положительные, но имеет довольно низкие значения, что скорее всего связано с тем, что данный u-channel был отобран под углом к секции колонки и несколько разрушен, так как его было сложно извлечь из секции целиком из-за высокой влагонасыщенности колонки. Интервал отрицательных наклонений ChRM прослеживается далее до 346,5 см, который прерывается положительным интервалом от 161,5 до 170,5 см. С 347,5 до 402,5 см превалируют положительные наклонения ChRM. Далее вновь идут отрицательные наклонения вплоть до 585,5 см. Начиная с этой глубины, вплоть до окончания колонки доминируют положительные значения с тремя эпизодами невысоких положительных наклонений: 647,5–657,5 см, 700,5–709,5 см и 719,5–728,5 см.

В целом обе колонки показывают довольно похожую, хотя и не идентичную картину интервалов Inc_{ChRM} противоположных знаков. MAD меньше $\leq 10^\circ$ для 89% и 71% измеренных позиций глубин в колонках PS72/396-5 и PS72/410-3, соответственно, что указывает на низкий к среднему разброс значений палеомагнитных данных. Число шагов для расчета PCA обычно высокое (число шагов PCA ≥ 7 для 56% и для 65% измеренных глубин колонок PS72/396-5 and PS72/410-3, соответственно), когда как не более 3-х всего лишь для 13% в обеих колонках. Последние очевидно не имеют отношения к интервалам отрицательных наклонений ChRM. Вариации в величине интенсивности NRM скорее обусловлены противоположной по знаку компонентой остаточной намагниченности, чем различиями в концентрации магнитных минералов, что можно увидеть по кривой магнитной восприимчивости, которая колеблется вокруг средних значений параметра без какого-либо выделяемого тренда вниз по колонкам.

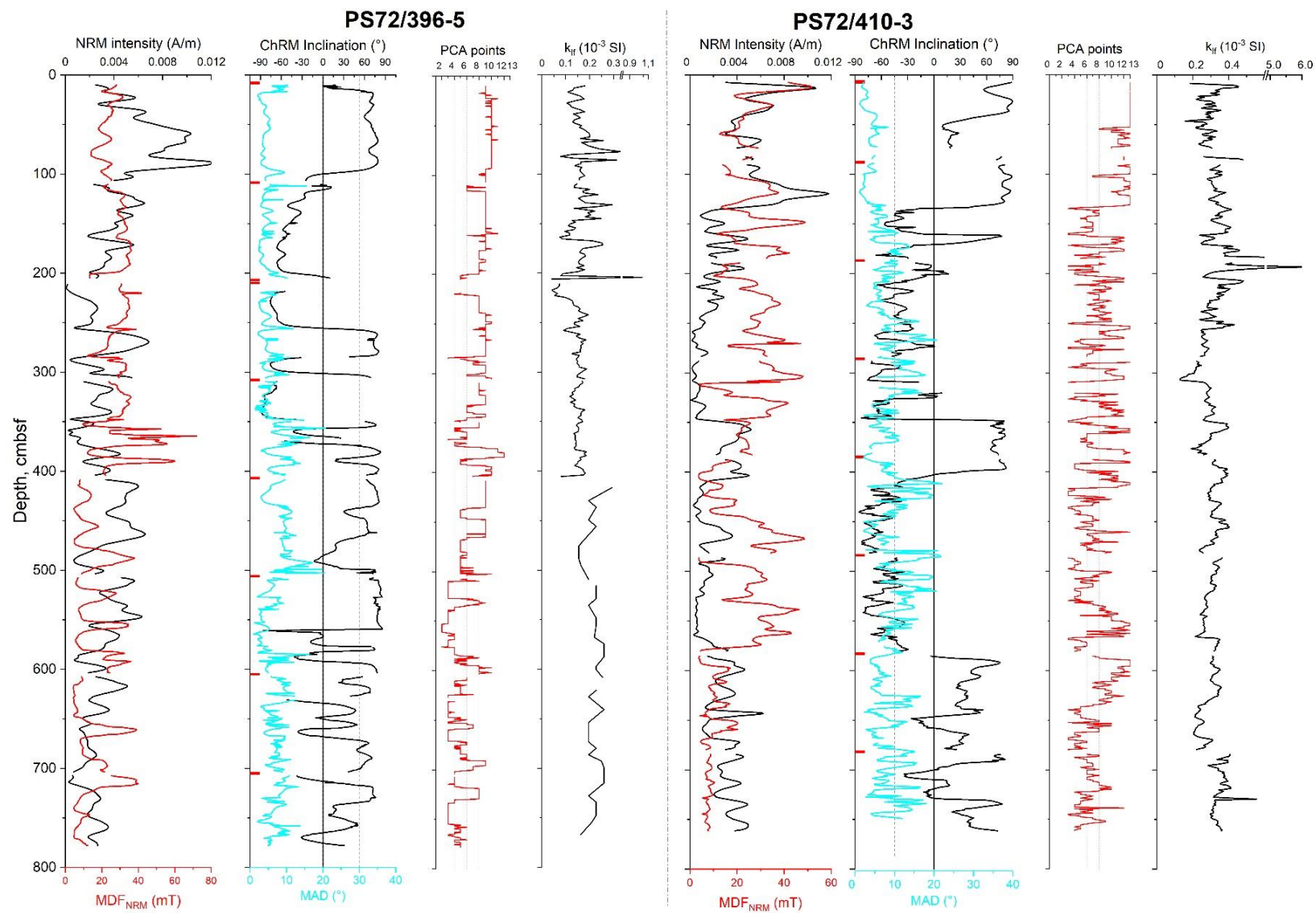
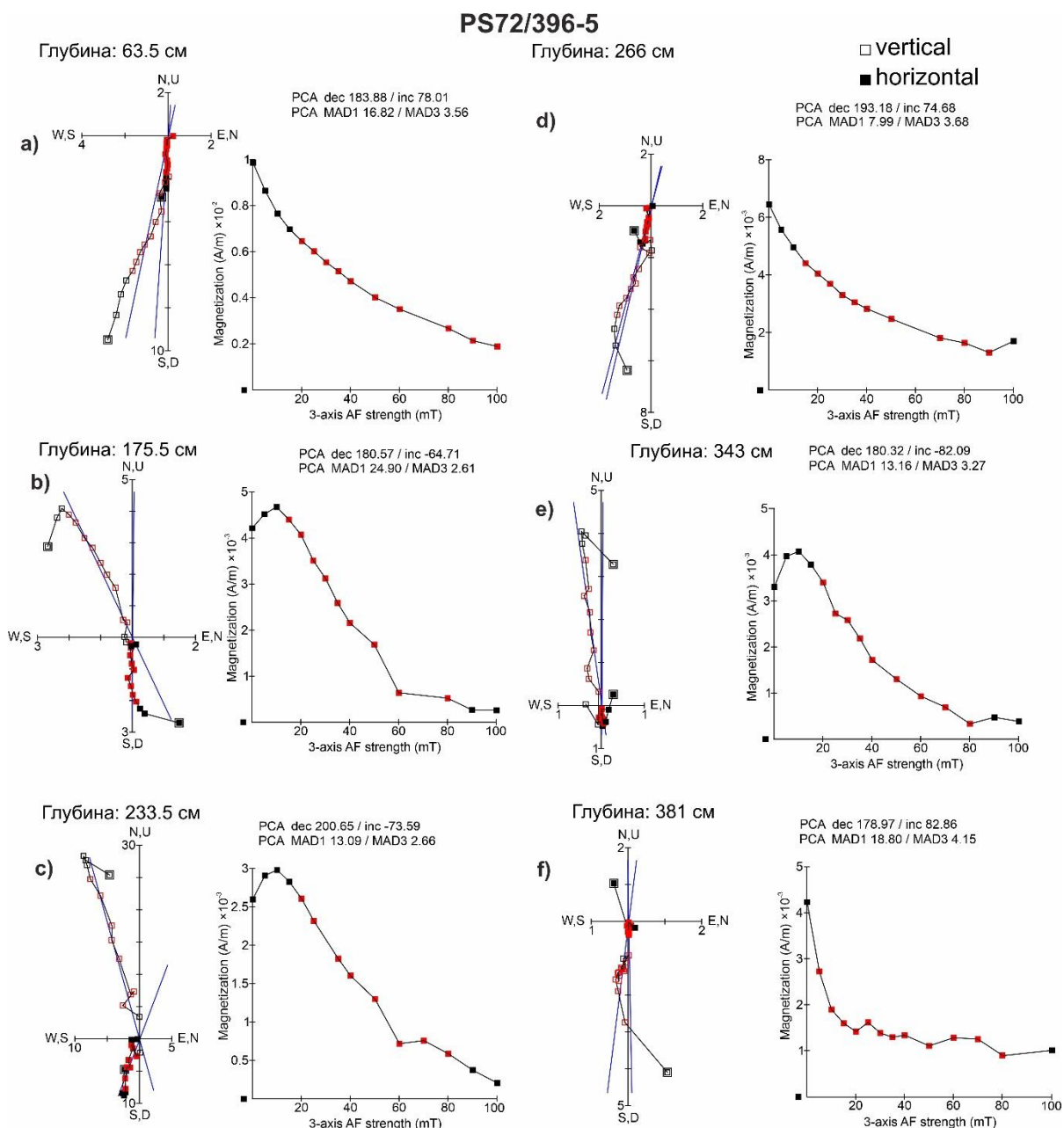


Рисунок 25. Результаты палеомагнитных измерений колонок PS72/396-5 и PS72/410-3, поднятие Менделеева



Залитые и полые квадраты – проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости соответственно, двойным квадратом обозначено измерение NRM.

Рисунок 26. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем, колонка PS72/396-5

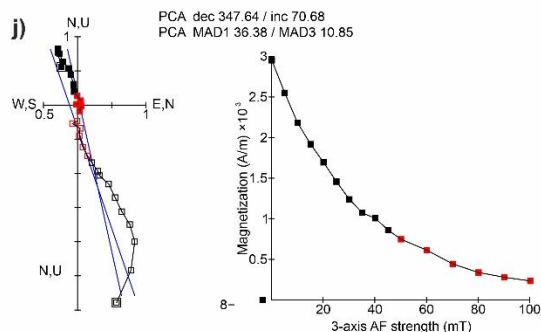
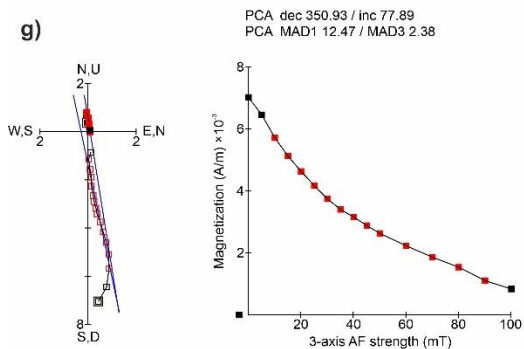
Позиции измерений с отрицательными наклонениями теряют наложенную положительную намагниченность в диапазоне полей 5-15 мТл, выраженную в форме горба на графиках интенсивности намагниченности (например, 343 см в колонке PS72/396-5 и 343, 458.5 см в колонке PS72/410-3). Такой эффект оказывает, скорее всего, низкокоэрцитивная вязкая остаточная намагниченность, наведённая современным магнитным полем.

Для глубин с положительными Inc_{ChRM} наблюдается более монотонное разрушение интенсивности намагниченности.

PS72/410-3

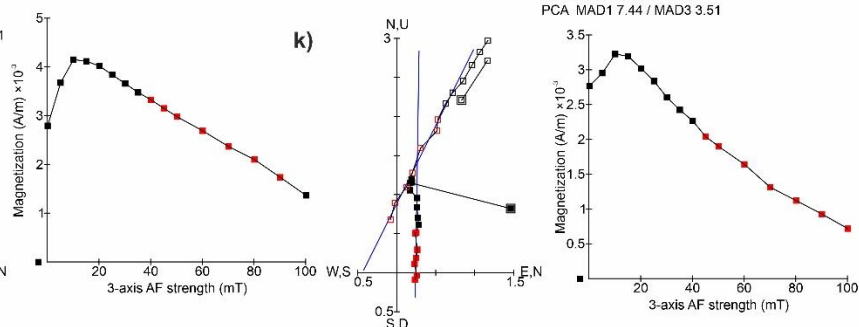
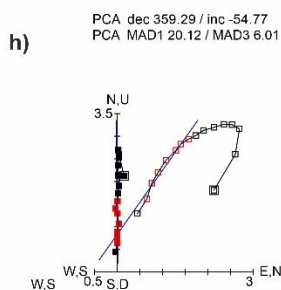
Глубина: 108.50 см

Глубина: 373.50 см



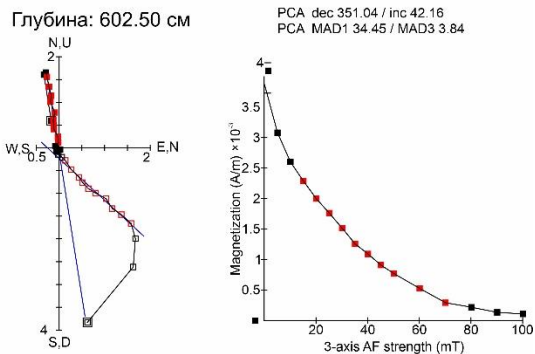
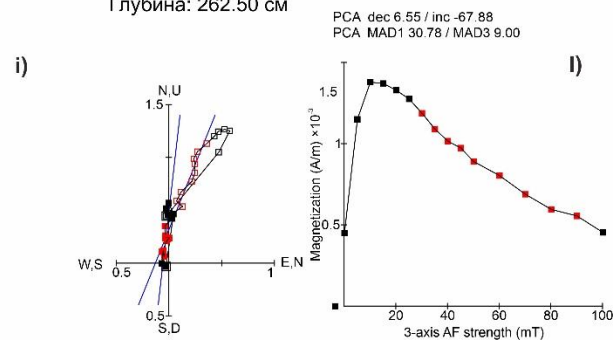
Глубина: 148.50 см

Глубина: 458.50 см



Глубина: 262.50 см

Глубина: 602.50 см



Залитые и полые квадраты — проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости соответственно, двойным квадратом обозначено измерение NRM.

Рисунок 27. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем, колонка PS72/410-3

Температурное размагничивание и размагничивание переменным полем дублирующих дискретных образцов, колонка PS72/396-5

На Рисунке 28 обозначены горизонты и виды исследований, на которые отбирались образцы из колонки PS72/396-5, а также кривые магнитной восприимчивости, интенсивности NRM (чёрный цвет) и интенсивности

остаточной намагниченности после применения переменного поля 25 мТл (розовый цвет), и наклонение после применения переменного поля 25 мТл.

Диаграммы Зийдервельда по температурному размагничиванию (TD) и размагничиванию переменным полем (AF) ряда образцов с разных глубин приведены на Рисунке 29. Результаты расчётов представлены в Таблице 4, где кроме значений наклонения характеристической компоненты наклонения и MAD приведено количество шагов, начальный и последний шаг измерений, которые использовались в расчётах.

По полученным данным температурного размагничивания можно отметить, что для большинства образцов, особенно отобранных в первой половине колонки, интенсивность остаточной намагниченности падает постепенно в диапазоне температур от 150°C до 450°C, после чего наблюдается небольшой рост в районе точки Кюри магнетита (550-585°C). Медианная разрушающая температура, температура при которой удаляется половина остаточной намагниченности, равна 200, 250° — максимум.

Для образцов первой половины колонки направление характеристической компоненты остаётся преимущественно стабильным и сохраняет знак в основном диапазоне температур. Согласно измерениям магнитной восприимчивости, проведённым после каждого нагрева (Рисунок 30), рост магнитной восприимчивости происходил постепенно, начиная с 450°C. Это увеличение можно связать с формированием новых минералов при нагреве в воздушной среде, что хорошо видно по измерениям температурной зависимости магнитной восприимчивости. Такие новообразованные минералы могут быть неустойчивыми, в том числе и суперпарамагнитными, и вносить искажения в остаточную намагниченность. Этим можно объяснить рост интенсивности, начиная с 525°C, а также некоторую нестабильность получаемых направлений после этих температур. При расчете ChRM в выбранном диапазоне, следуя основному спаду интенсивности остаточной намагниченности, показали

наклонения, соответствующие прямо- и обратно-намагниченным интервалам, при этом значения MAD менее 10, что отвечает хорошему качеству определения ChRM.

Что касается образцов из нижних интервалов (488 см, 587,5 см, 632,5 см), определение характеристической компоненты и сама картина выглядят более сложными, диапазон шагов для выделения ChRM уменьшается, и направление варьирует. В некоторых образцах выделить характеристическую компоненту в выбранном диапазоне температур не представляется возможным. При этом по Рисунку 30 видно, что магнитная восприимчивость для образцов на глубинах от 5 м продолжает расти в диапазоне температур от 500 до 700°C. Это говорит скорее об образовании новых минералов при каждом последующем шаге нагрева. При этом образцы из нижней половины колонки обладают более низкой интенсивностью естественной остаточной намагниченности и меньшим разрушающим медианным полем, где половина намагниченности разрушается уже при первых шагах размагничивания. В этом случае дальнейшие шаги, к тому же с образованием новых минералов и ростом намагниченности, скорее вносят дисперсию в картину измерений. Наличие и цикличность «тёмно-коричневых» слоев, более биотурбированных, наблюдается также с этой глубины.

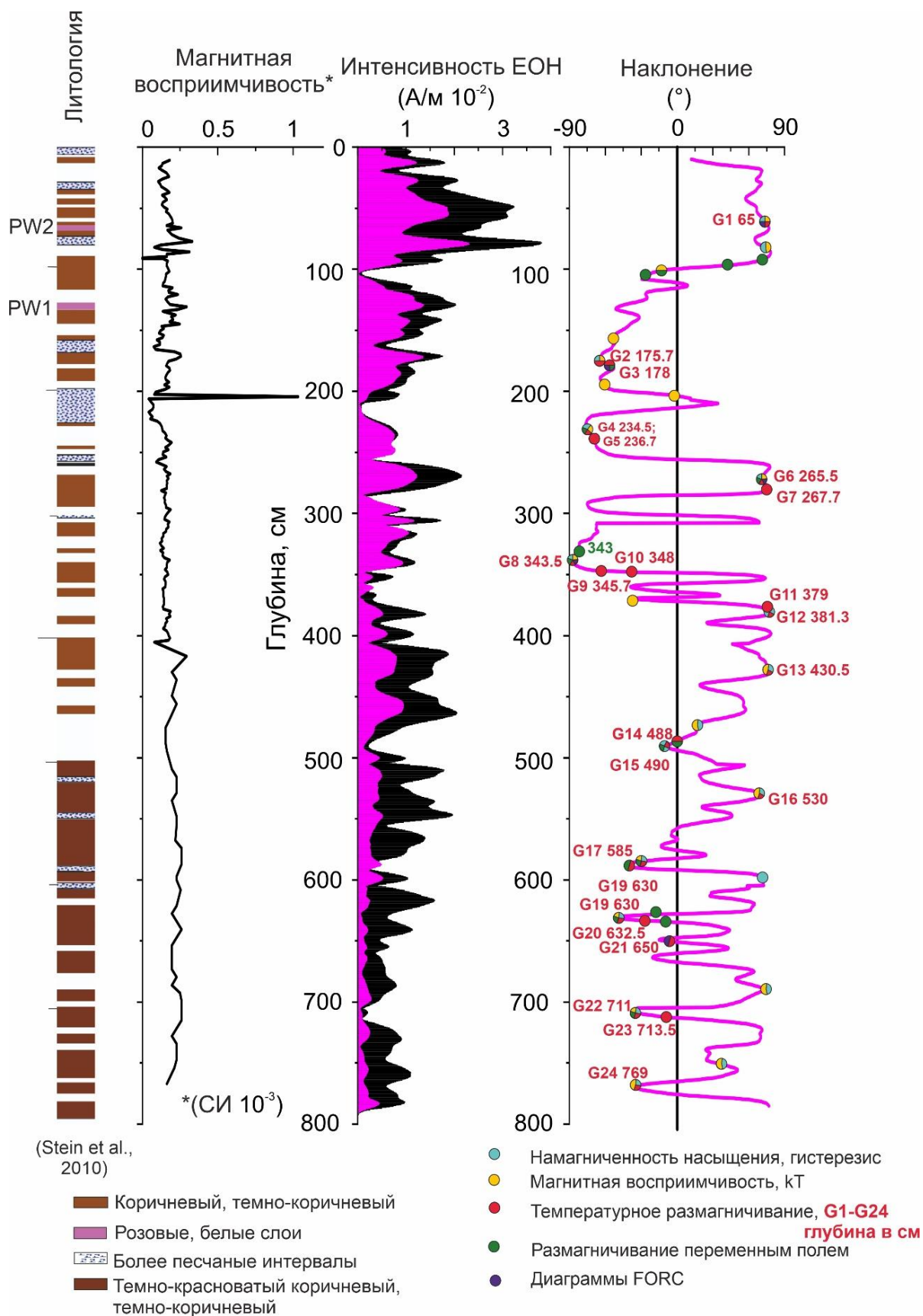
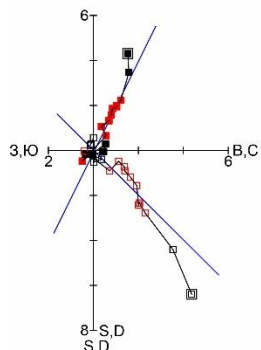


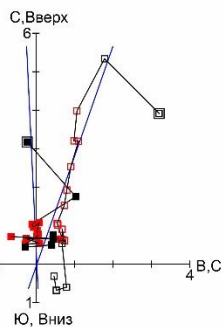
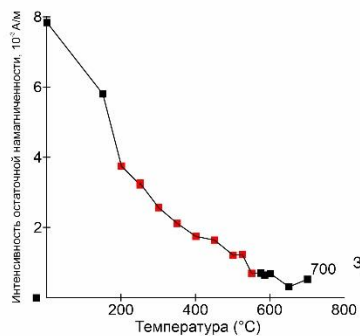
Рисунок 28. Результаты палеомагнитных измерений и отбор дополнительных дискретных образцов по колонке PS72/396-5

Глубина 65 см

ChRM наклонение 41.76°
MAD 8.76



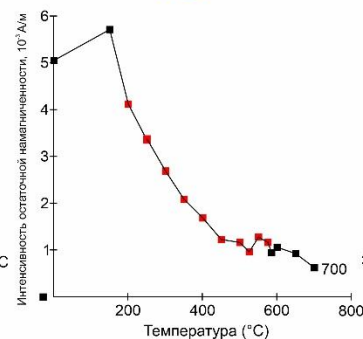
TD



Глубина 175.7 см

ChRM наклонение -70.73°
MAD 9.73

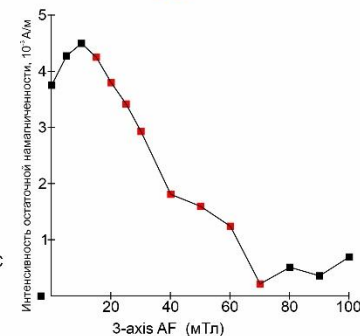
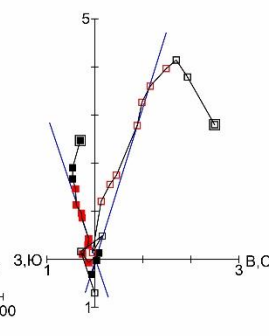
TD



Глубина 177.1 см

ChRM наклонение -71.80°
MAD 3.42

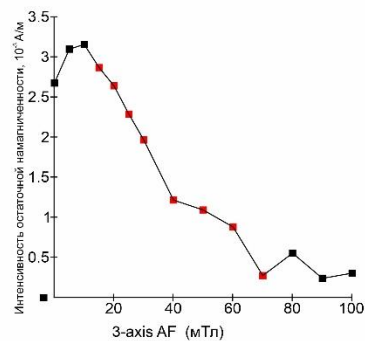
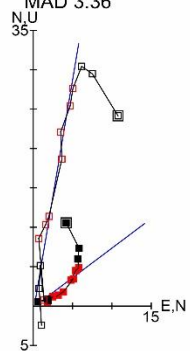
AF



Глубина 233.7 см

ChRM наклонение -74.3°
MAD 3.36

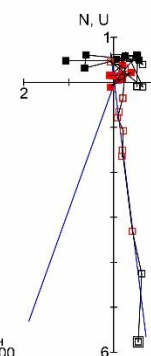
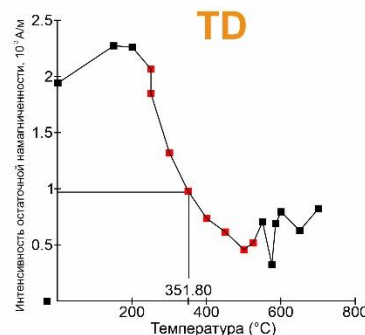
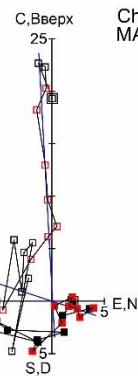
AF



Глубина 236.7 см

ChRM наклонение -79.78°
MAD 4.22

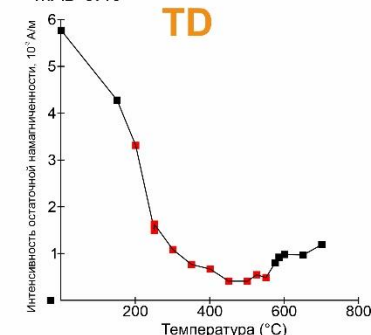
TD



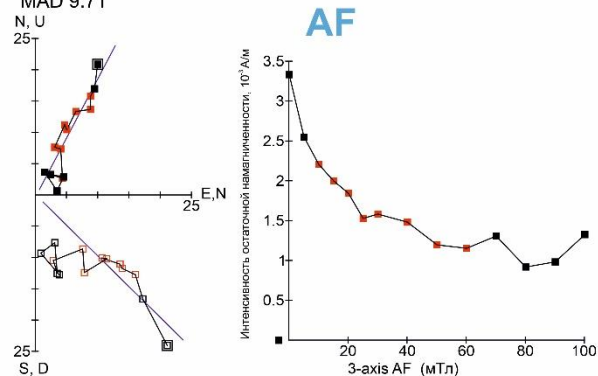
Глубина 265.5 см

ChRM наклонение 82.45°
MAD 8.40

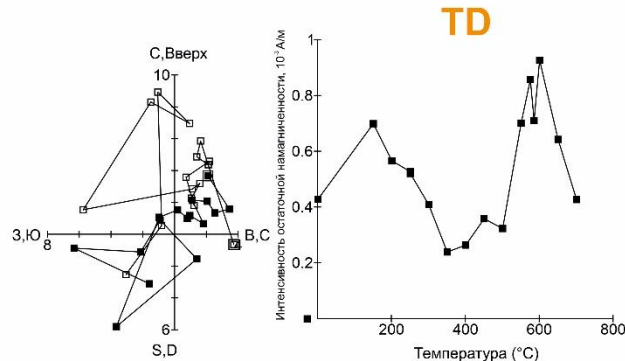
TD



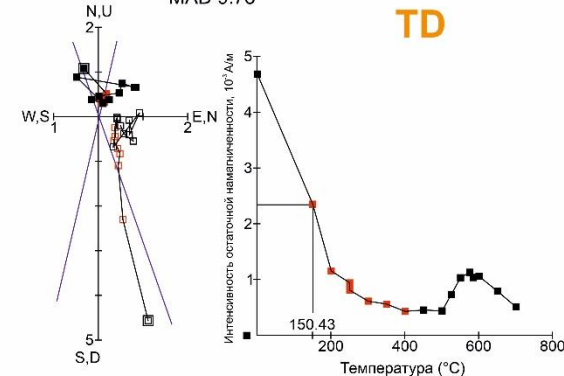
Глубина 267 см
ChRM наклонение 40.98°
MAD 9.71



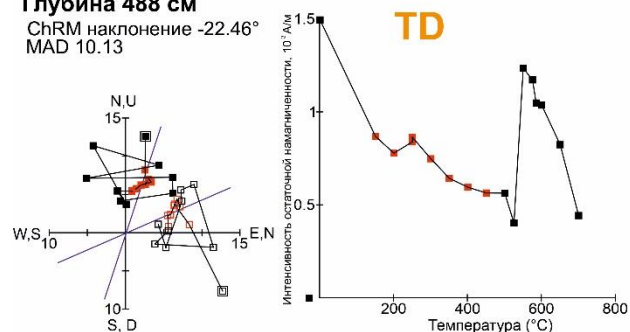
Глубина 345.7 см



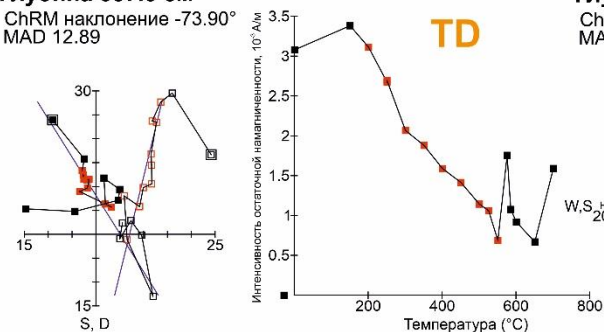
Глубина 381.3 см
ChRM наклонение 70.18°
MAD 9.73



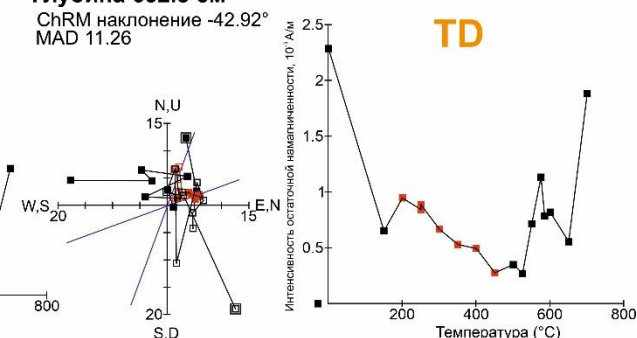
Глубина 488 см
ChRM наклонение -22.46°
MAD 10.13



Глубина 587.5 см
ChRM наклонение -73.90°
MAD 12.89



Глубина 632.5 см
ChRM наклонение -42.92°
MAD 11.26



Для каждого образца приведена ортогональная диаграмма, залитые и полые квадраты – проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости соответственно, двойной рамкой обозначены измерение NRM. Красным цветом выделены точки, по которым рассчитывалась характеристическая компонента намагниченности ChRM образцов. TD — температурное размагничивание, AF — размагничивание переменным полем.

Рисунок 29. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания температурой

Как уже было отмечено ранее, проведение палеомагнитных измерений на длинномерных пробах u-channel позволяет значительно сократить время пробоотбора и повысить скорость измерений при использовании магнитометра SQUID, но в свою очередь обладает некоторыми недостатками. В связи с непрерывной записью сигнала измерений на величину измеряемой глубины накладываются сигналы с соседних участков, что может усугубляться неполным отображением небольших интервалов, фиксирующих события смены полярности [166]. Кроме того, в связи с тем же эффектом свёртки сигнала на значения реальных измерений, которые приходятся на концы длинномерной пробы u-channel, накладываются измерения немагнитного пространства, где реальный образец отсутствует.

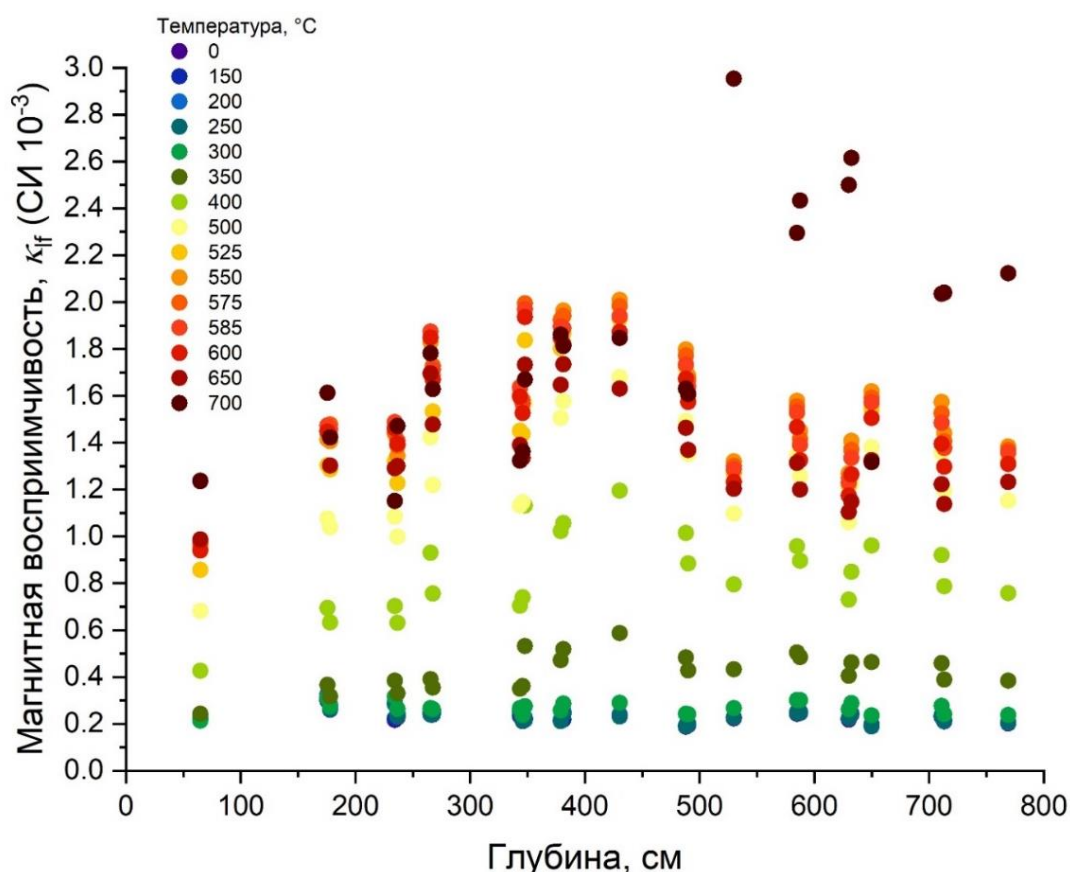


Рисунок 30. Измерения магнитной восприимчивости после каждой ступени нагрева для контроля образования новых магнитных минералов.

В колонке PS72/396-5 уход в отрицательные наклонения после преимущественно положительных начинается в интервале 100–120 см (Рисунок 25). Забегая вперёд (смотри раздел 4.2), предполагаемая граница смены полярности Брюнес-Матуяма рассматривается на этой глубине. Таким образом, она могла бы приходиться на 120 см, но на глубине около 110 см наблюдается небольшой пик положительных наклонений, а переход в отрицательные наклонения наблюдается уже с глубины 92 см. Так как стык двух длинномерных проб u-channel приходится на глубину 108-109 см, было принято решение провести дополнительный отбор дискретных образцов на интервале 92-106 см для того, чтобы выяснить, является ли переход в отрицательные наклонения на данном промежутке действительным. На Рисунке 31 представлены результаты чистки переменным полем дискретных образцов, которые были выполнены для более чёткого определения положения границы Брюнес-Матуяма в интервале глубин 92–106 см.

Таблица 4. Результаты расчётов характеристической компоненты методом PCA по результатам размагничивания дискретных образцов, колонка PS72/396-5

	Глубина см	Тип размагничивания	Интенсивность NRM (А/м)	Количество шагов	Наклонение PCA	Максимальное угловое отклонение MAD	Количество использованных шагов	Начальная точка (°С или Тл)	Конечная точка (°С или Тл)
1	65	Температура	0,007844	17	41,7574	8,7608	10	200	550
2	175,7	Температура	0,005055	17	-70,7318	9,7308	11	200	575
3	177,1	Переменное поле	0,0003754	14	-71,7997	3,4161	8	0,015	0,07
4	178	Температура	0,002514	17	-65,9086	6,906	9	200	525
5	233,7	Переменное поле	0,0002675	14	-74,2971	3,3603	8	0,015	0,07
6	234,5	Температура	0,002227	17	-80,8915	7,3332	10	150	525
7	236,7	Температура	0,001943	17	-79,7839	4,2183	7	250	500

Продолжение Таблицы 4

8	265,5	Темпера- тура	0,005773	17	82,4458	8,396	10	200	550
9	267	Перемен- ное поле	0,0003335	14	40,9771	9,7064	8	0,01	0,06
10	267,7	Темпера- тура	0,005814	17	76,9845	4,6134	9	150	500
11	343	Перемен- ное поле	0,0004283	14	-54,6269	3,0645	8	0,015	0,07
12	343,5	Темпера- тура	0,0006694	17	не определено				
13	345,7	Темпера- тура	0,0004284	17	не определено				
14	348	Темпера- тура	0,002734	17	37,2984	10,6766	7	150	400
15	379	Темпера- тура	0,002911	17	74,4392	11,0626	7	150	400
16	381,3	Темпера- тура	0,004688	17	70,1797	9,7338	7	150	400
17	430,5	Темпера- тура	0,005267	17	61,1866	12,4405	6	150	350

Продолжение Таблицы 4

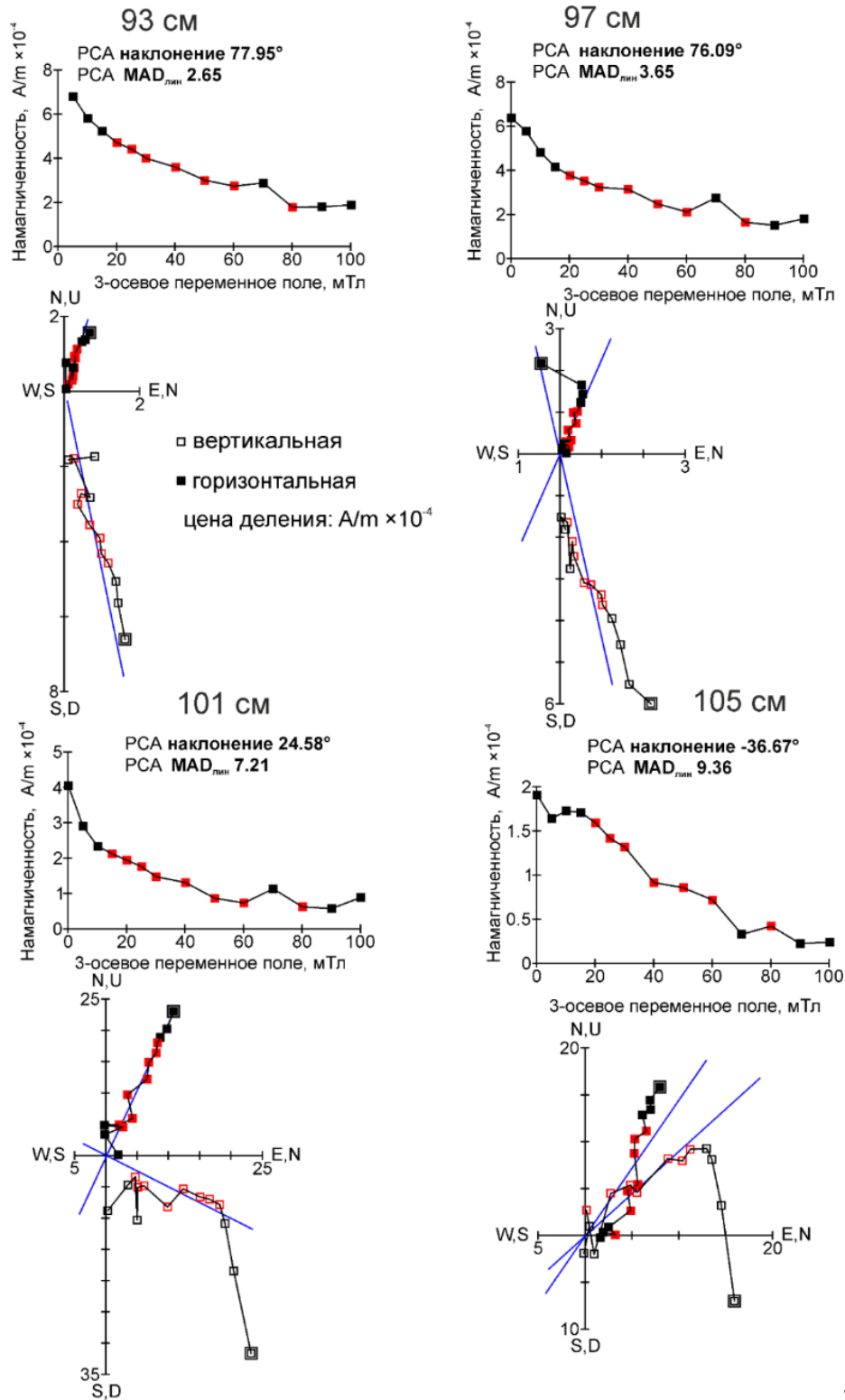
18	486,8 5	Перемен- ное поле	0,0003183	14	28,1204	7,1549	6	0,005	0,03
19	488	Перемен- ное поле	0,001496	17	-22,4573	10,1348	8	150	450
20	489,2	Темпера- тура	0,0001981	14	1,2937	9,8387	5	0,01	0,03
21	490	Темпера- тура	0,001966	17	-7,3042	9,4007	8	200	500
22	530	Темпера- тура	0,003902	17	69,7057	11,037	3	0	200
23	584,4	Перемен- ное поле	0,0003364	14	71,6737	12,7776	8	0,02	0,08
24	585	Темпера- тура	0,006739	17	не определено				
25	586,5	Перемен- ное поле	0,0003092	14	-59,8719	2,88	5	0,015	0,04

Продолжение Таблицы 4

26	587,5	Темпера- тура	0,003081	17	-73,8998	12,8924	10	200	550
27	629	Перемен- ное поле	0,000268	14	не определено				
28	630	Темпера- тура	0,002061	17	не определено				
29	631,5	Перемен- ное поле	0,0003041	14	не определено				
30	632,5	Темпера- тура	0,002287	17	-42,9176	11,2578	7	200	450
31	634	Перемен- ное поле	0,0002179	14	не определено				
32	650	Темпера- тура	0,0009463	17	-81,1369	5,5576	5	200	350
33	711	Темпера- тура	0,001006	17	-40,1515	23,3624	6	150	350
34	712	Перемен- ное поле	0,0001623	14	не определено				

Окончание Таблицы 4

35	713.5	Темпера- тура	0.002072	17	26.3288	21.7236	6	0	300
36	769	Темпера- тура	0.001362	17	-56.5607	9.2895	9	150	500



Красным цветом выделены точки, по которым рассчитывалась характеристическая компонента намагниченности. Залитые и полые квадраты – проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости соответственно, двойным квадратом обозначено измерение NRM.

Рисунок 31. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем вблизи предполагаемой границы Брюнес-Матуйама, колонка PS72/396-5

Образцы 93 см и 97 см показывают стабильно высокие положительные отклонения с низким значением MAD, тогда как на измерениях u-channel данные глубины уже движутся в сторону более низких наклонений (Рисунок 25). Для образца на глубине 101 см наклонение начинает падать вместе со величиной намагниченности; наклонение ещё положительное, тогда как u-channel показывает для этой глубины небольшое, но отрицательное наклонение. При этом, если проследить по ортогональным диаграммам, видно, что вектор намагниченности «уходит в переворот» с глубиной, тем самым обозначая переход в отрицательные наклонения, что и иллюстрирует диаграмма для глубины 105 см. Этот образец имеет уже отрицательное наклонение и характерный горб (10–20 мТл) на диаграмме интенсивности намагниченности, который говорит о наложении положительной компоненты современной вязкой остаточной намагниченности на более древнюю отрицательную компоненту характеристической остаточной намагниченности. Все образцы показывают значения MAD менее 10, что говорит о высокой точности определения характеристической компоненты. У более глубоких образцов они несколько выше, что в целом свойственно горизонтам, несущим переходную стадию изменения полярности геомагнитного поля.

3.1.2. Результаты палеомагнитных измерений колонки донных морских осадков из котловины Подводников

Колонка PS87/074-3, рейс НИС «Polarstern» 2014 г.

Результаты измерений величины и наклонений NRM и магнитной восприимчивости представлены на Рисунке 32. С первых сантиметров обращает на себя внимание большое количество отрицательных значений наклонений. Особенно специфическими выглядят отрицательные интервалы на глубине до от 0 до 100 см. Такая картина не наблюдалась ни в

рассмотренных колонках с поднятия Менделеева, ни, как далее будет видно, в колонке с хребта Ломоносова. Там наклонения в верхних метрах, за редким исключением, строго положительны и, в целом, не требуют дополнительной магнитной чистки (Рисунок 7, Рисунок 25). Те же глубины, которые несут отрицательное наклонение, представляют собой единичные образцы, длиной в несколько сантиметров максимум, большинство из которых могут быть интерпретированы как экскурсы, краткие эпизоды обратной полярности в хроне Брюнес [21].

Рисунок 33 показывает примеры ступенчатого размагничивания переменным полем вектора намагниченности в виде ортогональных диаграмм Зийдervельда для нескольких глубин колонок PS87/074-3. Видно, что верхние глубины (например, 49,6 см и 149,6 см) уже на первом шаге размагничивания теряют половину величины намагниченности, меняя при этом знак наклонения с отрицательного на положительный. Для части образцов на большей глубине MDF возрастает в разной степени. Характер распада намагниченности для разных глубин отличается.

На рисунке (Рисунок 33 – оранжевая линия с фиолетовыми точками) представлены результаты построения наклонений всех вычисленных ChRM вместе со значениями MAD (голубая линия). Здесь следует отметить, что линия наклонений ChRM построена только по точкам образцов, которые были подвергнуты магнитной чистке, соответственно в отсутствии таковых, линия наклонений занимает среднее положение между ближайшими измеренными точками и лишена информативности.

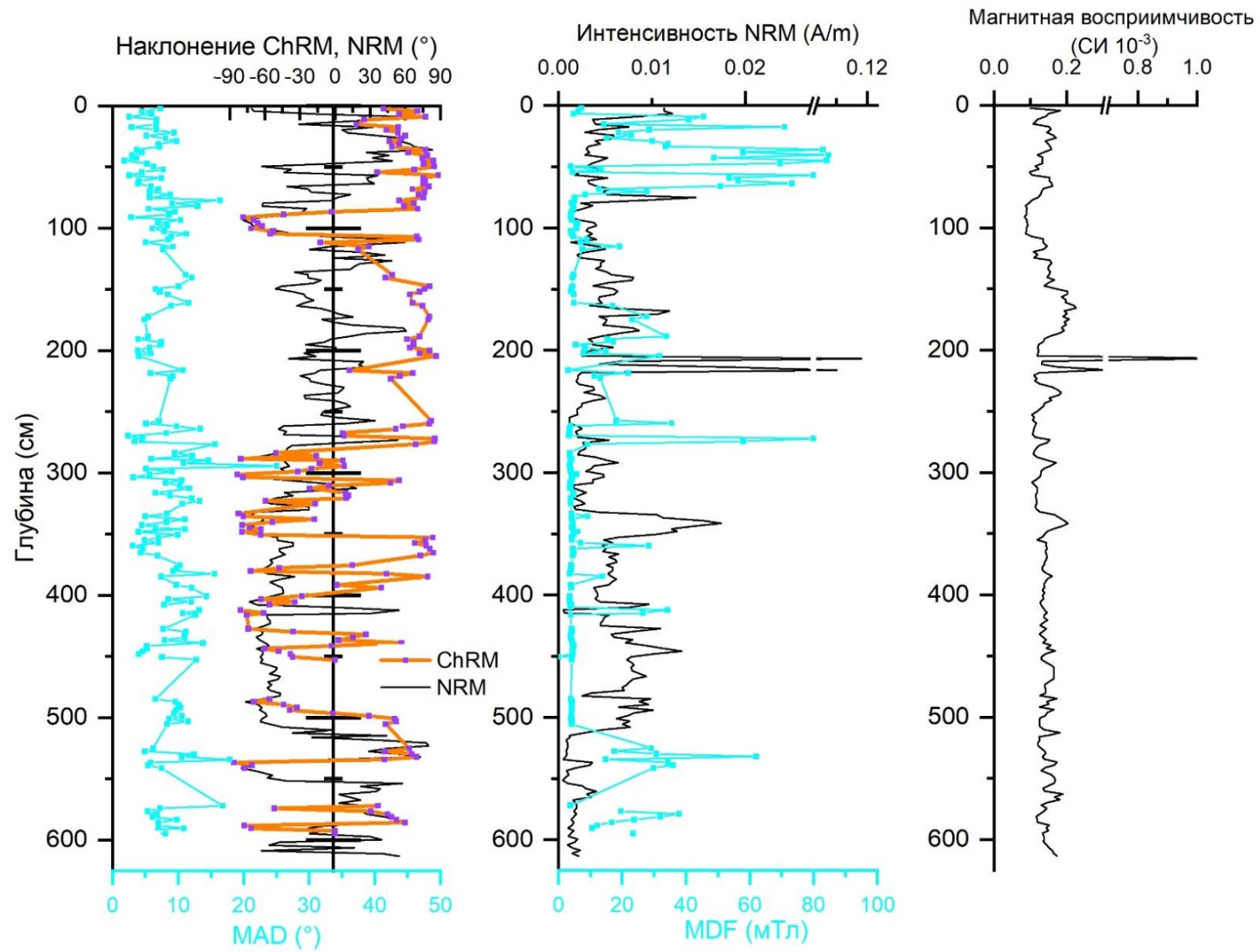
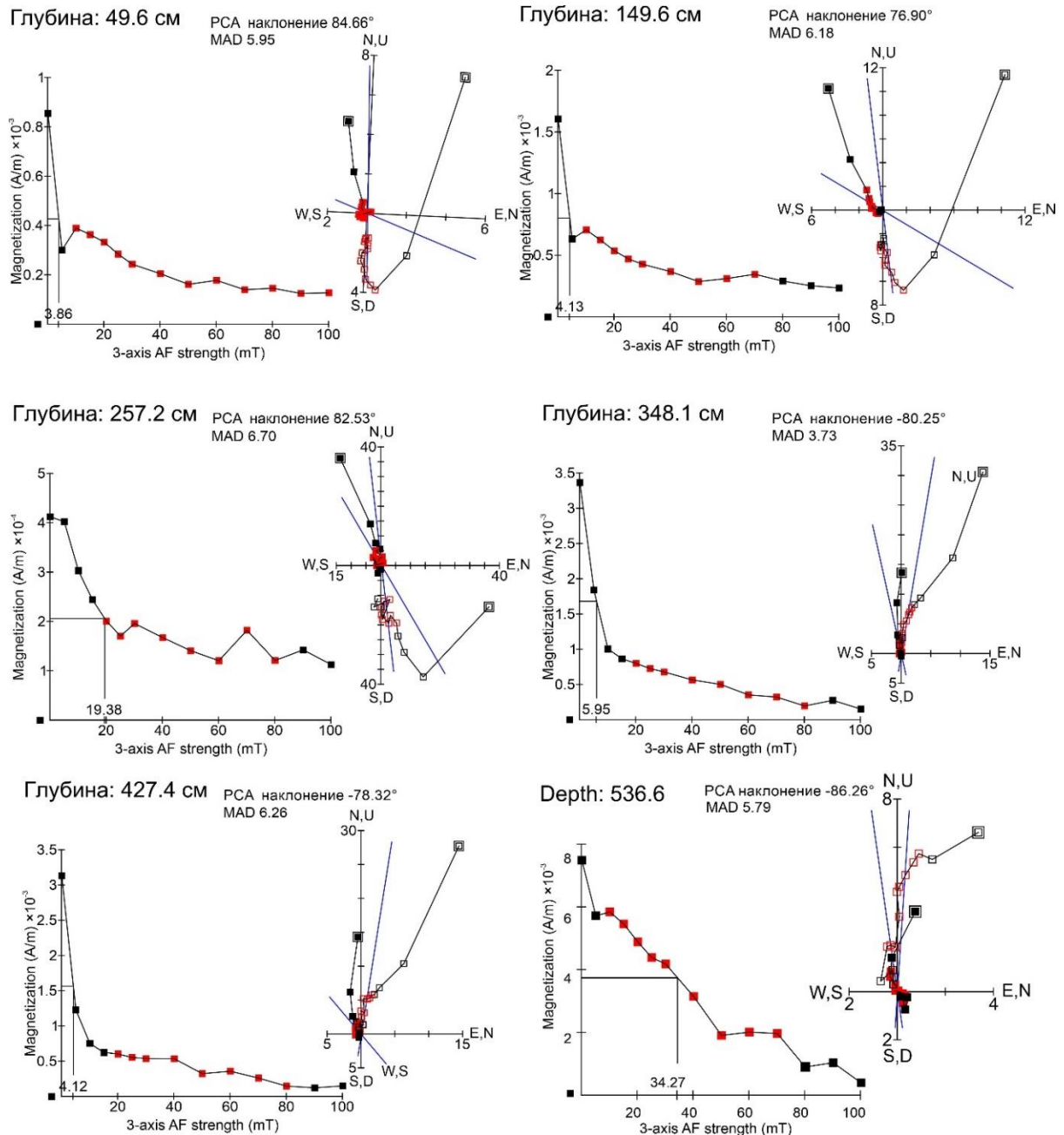


Рисунок 32. Результаты палеомагнитных измерений по колонке PS87/074-3



Залитые и полые квадраты – проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости соответственно, двойным квадратом обозначено измерение NRM

Рисунок 33. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем, колонка PS87/074-3

До глубины 2,5 метров, по построениям ChRM, основная масса отрицательных наклонений NRM перемещается в положительную область. При этом, если в верхнем метре медианное деструктивное поле, характеризующее насколько сильное поле нужно приложить к образцу, чтобы убрать половину его намагниченности, находится в пределах 20-40 мТл, даже иногда 80 мТл, то для образцов, отобранных глубже, оно падает

до 5 мТл. Это может говорить о том, что образцы могут быть перемагничены довольно слабыми полями и слабо коэрцитивны. В целом, такая тенденция к значениям MDF сохраняется и для большей части образцов глубже по колонке, что может объяснять нестабильность их NRM. В верхних метрах обращает на себя внимание хорошо определяемый интервал отрицательных наклонений на глубине 86-104 см. С глубины 284 см начинают появляться высокие отрицательные наклонения, которые при этом всё-таки перемежаются с приэкваториальными наклонениями обоих знаков. Для последних довольно сложно выделить стабильную компоненту и в основном она определяется в полях до 40 мТл. Учитывая и вышеописанные особенности в том числе, от 276 до 350 см всё-таки можно отнести преимущественно к обратной полярности.

На глубине 350 см выявлен эпизод положительных наклонений в интервале преимущественно отрицательных наклонений как NRM, так и ChRM, который, прерываясь на относительно чётко определяемые два отрицательных образца, продолжается до 4 м. Далее наблюдается ещё несколько таких положительных интервалов, которые при этом всё-таки имеют хорошо определяемые отрицательные образцы на границах. Изученные образцы на глубине 5 метров и более – на границе с 6 метрами имеют более сложный состав компонент намагниченности вплоть до того, что для самых глубоких (593-595 см) стабильную ChRM определить не удаётся. Если говорить о качестве данных, выражаемых в значениях MAD, то среднее значение по изученным образцам составляет менее 8, что является относительно низким значением, так как MAD менее 10 является стандартом точности определения ChRM [см. например, 149].

Полученные значения магнитной восприимчивости по колонке находятся в пределах характерных для донных морских осадков. При этом стоит отметить повышенные значения магнитной восприимчивости на

глубинах около 2-х метров, после которых такие экстремальные значения вновь уже не наблюдаются вниз по разрезу.

3.1.3. Результаты палеомагнитных измерений колонки донных морских осадков с хребта Ломоносова

Колонка PS87/023-1, рейс НИС «Polarstern» 2014 г.

На основании результатов измерений колонки PS87/023-1 были построены графики изменения намагниченности и интенсивности NRM и после чистки AF на 25 мТл, дополненные данными по магнитной восприимчивости (Рисунок 34). С самого верха колонки четко наблюдаются интервалы с превалирующими положительными наклонениями. Только с уровня в 300 см наблюдаются уже более-менее заметные интервалы с обратной полярностью, но при этом график вариативности полученных наклонений выглядит довольно сложным уже начиная с этого уровня. Наблюдаемое частое чередование относительно непродолжительных интервалов обратной и прямой полярности требует отдельного рассмотрения.

На Рисунке 35 отображены несколько шагов чистки переменным магнитным полем до глубины 620 см: естественная остаточная намагниченность, размагничивание переменным полем 10 мТл, 25 мТл, 40 мТл и 70 мТл. По картине размагничивания можно отметить нестабильность обратно намагниченных компонент, особенно в нижней части разреза. При этом после размагничивания переменным полем часть интервалов с обратной полярностью становится протяжённее, и первые отрицательные значения вскрываются в колонке как на уровне 3 м. Интенсивность намагниченности для верхних трёх метров в среднем выше, чем для

последующих четырех, при стабильной, за исключением небольших эпизодов со всплесками высоких значений, магнитной восприимчивости. Снижение величины намагниченности на глубине около 3 м может свидетельствовать об обратном направлении исходной намагниченности, вектор которой противоположен вектору вязкой компоненты намагниченности [21]. При этом протяженность обратно намагниченных интервалов все-таки увеличивается с глубиной, и их процентное соотношение к положительным около 60% (для уровня размагничивания переменным полем в 25 мТл), если рассматривать интервал с глубины 285 см до конца колонки. Процентное соотношение полученных отрицательно намагниченных образцов ко всем измеренным глубинам в колонке — 36%.

Кроме того, результаты ступенчатого размагничивания последнего метра колонки (620-698 см) отображают на глубине 660-670 см уверенный переход из интервала отрицательных наклонений в положительные (Рисунок 36). На глубине 625-630 см прямо намагниченный интервал постепенно счищается всё увеличивающимся переменным полем.

На Рисунке 37 показаны примеры ортогональных диаграмм Зийдервельда ступенчатого размагничивания переменным полем для нескольких глубин колонки PS87/023-1.

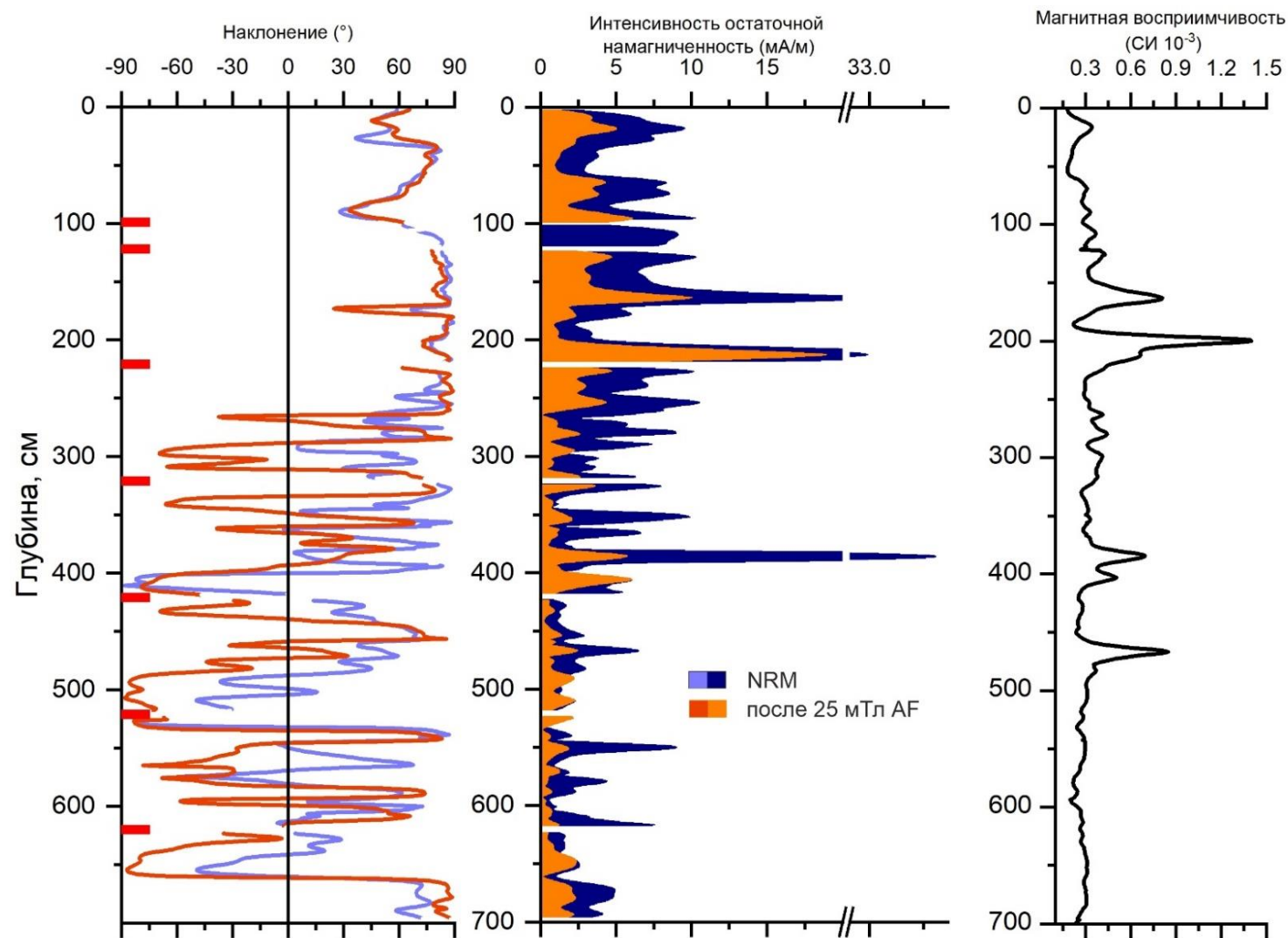


Рисунок 34. Результаты палеомагнитных исследований по колонке PS87/023-1, хребет Ломоносова. Слева на шкале глубин красными черточками обозначено разделение колонки на секции

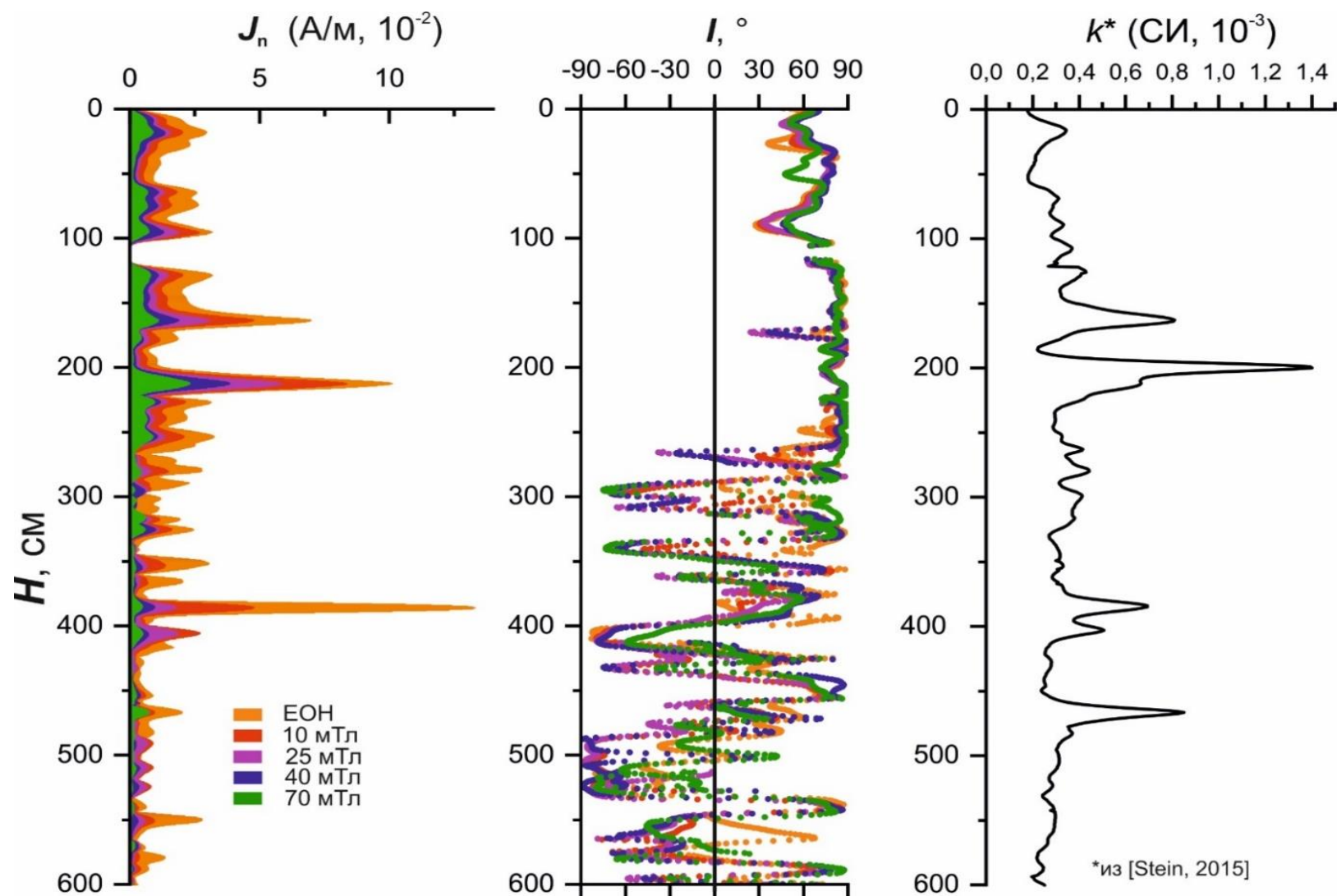


Рисунок 35. Интенсивность (J_n) и наклонение (I) естественной остаточной намагниченности и магнитная восприимчивость (k) колонки PS87/023-1, хребет Ломоносова

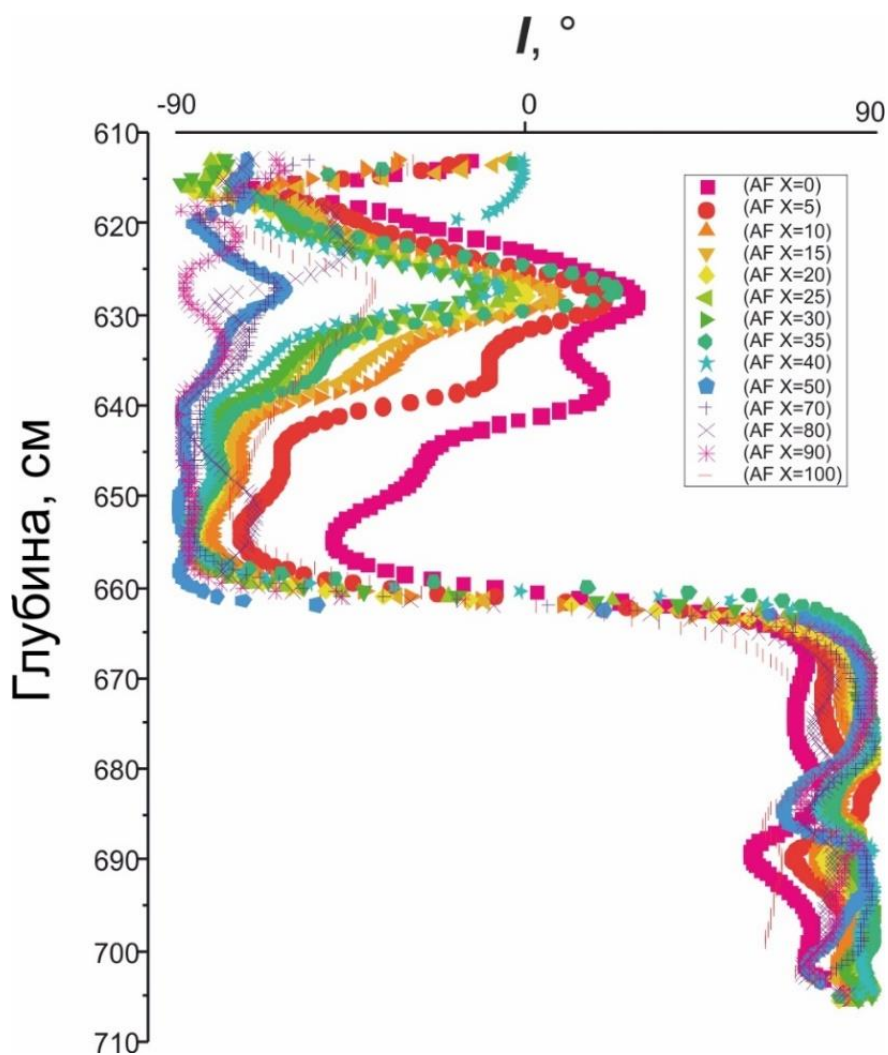
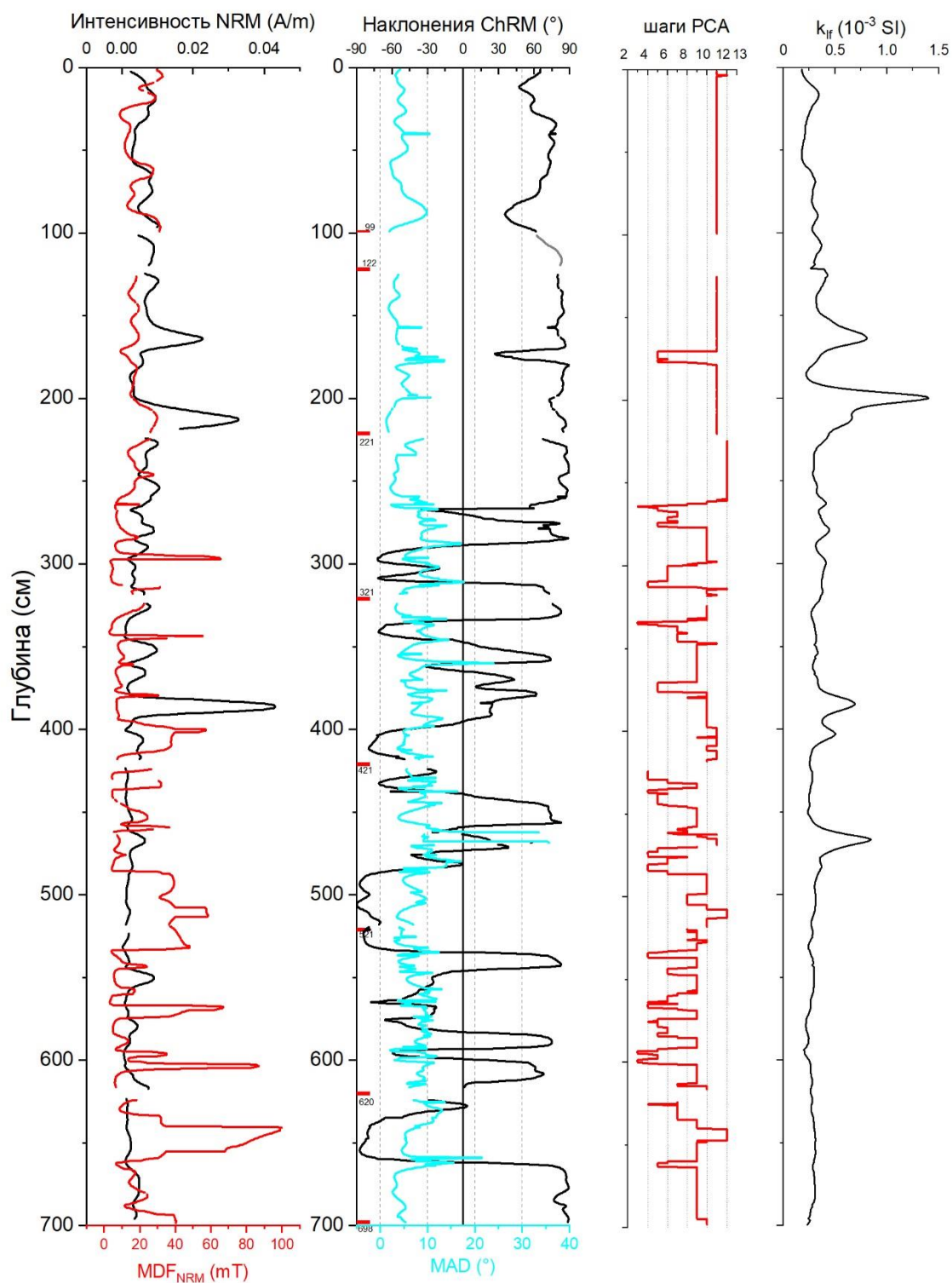


Рисунок 36. Пошаговое размагничивание переменным полем интервала 620 по 698 см с шагом 5 мТл в интервале от 0 до 40 мТл, с шагом 10 мТл в интервале от 50 до 100 мТл, исключая шаг 60 мТл, колонка PS87/023-1

Рисунок 38 демонстрирует результаты расчёта характеристической компоненты по колонке PS87/023-1 с соответствующими им значениями MAD и количеством шагов размагничивания, использованных для расчета ChRM. Кривая наклонения практически полностью повторяет кривую наклонений при размагничивании переменным полем 25 мТл (Рисунок 34). Отрицательно намагниченные интервалы после 285 см в основном характеризуются значениями $MAD < 10^\circ$ и количеством шагов $PCA > 8-10$, таким образом, не отличаясь стабильностью намагниченности от положительного интервала 0–285 см.



На кривой наклонений серым обозначены измерения NRM образца u-channel от 99 до 122 см. Размагничивание для него не проводилось.

Рисунок 38. Результаты палеомагнитных измерений колонки PS87/023-1

Аномально высокие значения MDF (Рисунок 38) для отрицательных наклонений связаны с ошибкой расчета MDF в программе PuffinPlot. Непротяженные интервалы положительных наклонений в интервале от 285 до 660 см часто были рассчитаны с использованием меньшего количества шагов PCA (например, интервал от 530 см до 600 см), так как разброс направлений остаточной намагниченности был довольно высоким.

3.2. Петромагнитные исследования, контролирующие достоверность палеомагнитных данных

3.2.1. Петромагнитные исследования длинномерных проб

Результаты петромагнитных измерений длинномерных проб u-channel вместе с палеомагнитными данными по колонкам PS72/396-5 и PS72/410-3 представлены на рисунках 39—42. Интервалы отрицательных наклонений ChRM обозначены серыми полосами. Розовыми подсвечены слои, где были идентифицированы розовато-белые детритно-карбонатные прослои.

Среднее MDF_{NRM} в обеих колонках находится в диапазоне 21-22 мТл, тогда как для большей части измеренных позиций MDF_{NRM} находится между 5 и 10-15 мТл, за которыми идут значения между 20 и 35 мТл (Рисунок 39, Рисунок 41).

В тоже время MDF_{NRM} уменьшается для глубин более 4 м (PS72/396-5: 28 против 14 мТл) и 585 см (PS72/410-3: 25 против 10 мТл), соответственно. MDF_{ARM} изменяется квазициклично вокруг значения 25 мТл в обеих колонках без какого-то определённого тренда (Рисунок 40). Заметный минимум MDF_{ARM} наблюдается, например, на 28, 77, 200 см (PS72/396-5) и 110 см (PS72/410-3), совпадающий с прослоями песчано-обломочного материала (Рисунок 55). Магнитная восприимчивость, измеренная по дискретным образцам, падает как значения MDF_{NRM} и MDF_{ARM} на этих прослоях в сравнении с другими интервалами. Кроме того, концентрация носителей намагниченности остаётся более-менее одинаковой в

исследуемых осадках, хоть и SIRM, которая отражает содержание всех магнитных частиц, выражается в нескольких пиках, соответствующих розовато-белым прослоям в обеих колонках, которые характеризуются высоким содержанием IRD (ice-rafted debris) и повышенным содержанием магния [198] (основные горизонты повышенного содержания песчаной фракции см. в разделе 4.2, Рисунок 53). Пики интенсивности IRM могут сигнализировать либо о росте количества магнитных минералов в осадке и/или структурно-химических изменениях, происходящих в ходе формирования новых минералов.

Соотношения k_{ARM}/k_{LF} и ARM/IRM, которые отражают вариации в размере магнитных частиц, постепенно возрастают с глубиной. Это может означать то, что магнитные частицы переходят из более крупных в мелкозернистые к подошве колонок, что в целом отражает уменьшение размера частиц и по гранулометрическим характеристикам [198].

Псевдо S-соотношение (IRM_{300mT}/IRM_{1000mT}) для PS72/396-5 около 0.93, ближе к 0.95 к основанию колонки, что говорит о наличии высококоэрцитивной составляющей в дополнении к (титано)магнетитам в качестве основных носителей намагниченности. Для колонки PS72/410-3 псевдо S-соотношение (IRM_{300mT}/IRM_{1000mT}) равно 0.97, спадая к основанию колонки. Более высокие значения (по крайней мере, отчасти) могут объясняться тем, что сгенерированная интенсивность IRM для этой колонки ниже, чем для PS72/396-5, — 700 мТл против 1000 мТл. Тем не менее, основываясь на этих результатах, можно предположить, что основными носителями намагниченности являются (титано)магнетиты. При этом присутствует и высококоэрцитивная составляющая.

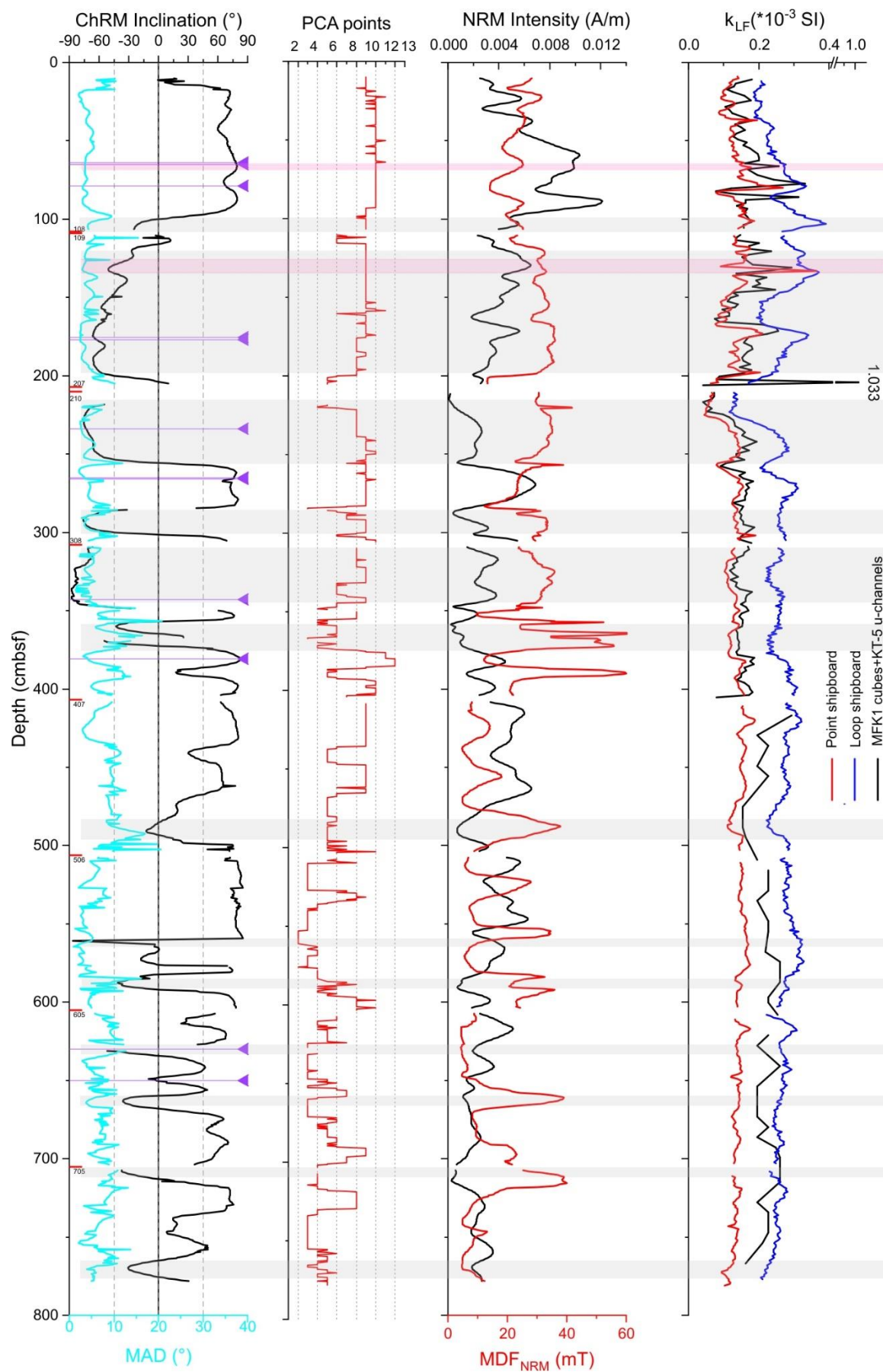


Рисунок 39. Палеомагнитные параметры для колонки PS72/396-5

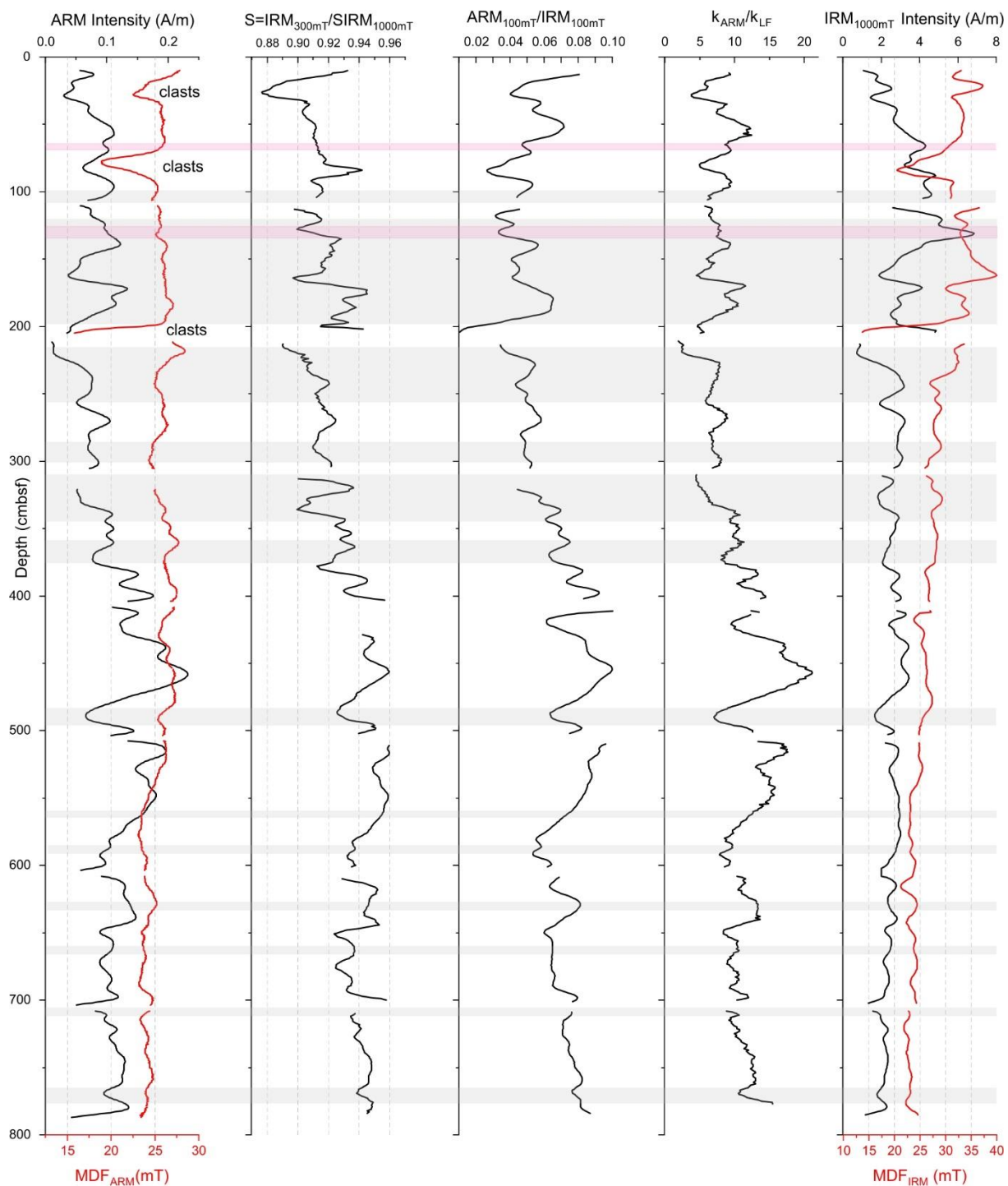


Рисунок 40. Петромагнитные параметры для колонки PS72/396-5

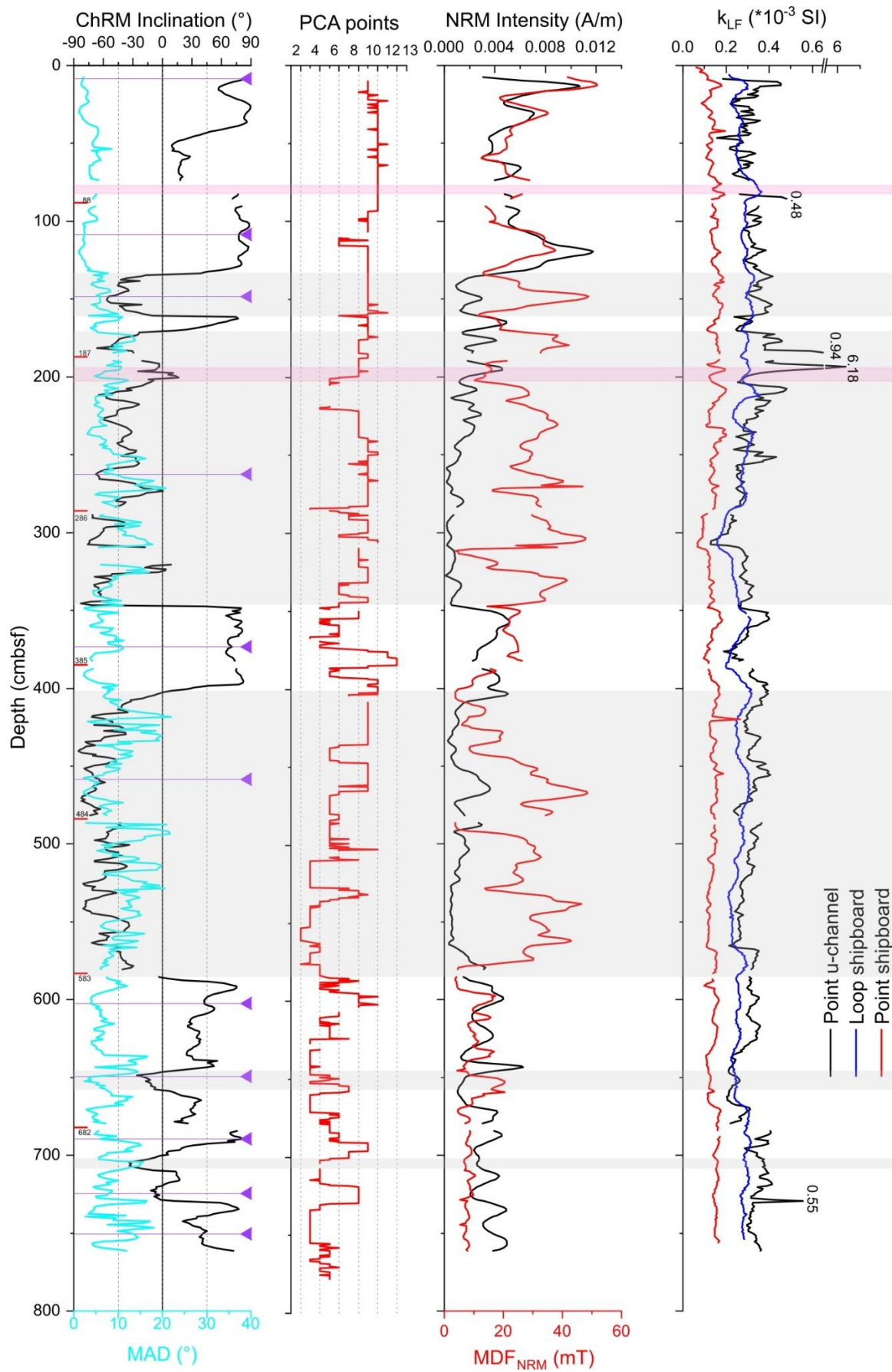


Рисунок 41. Палеомагнитные параметры для колонки PS72/410-3

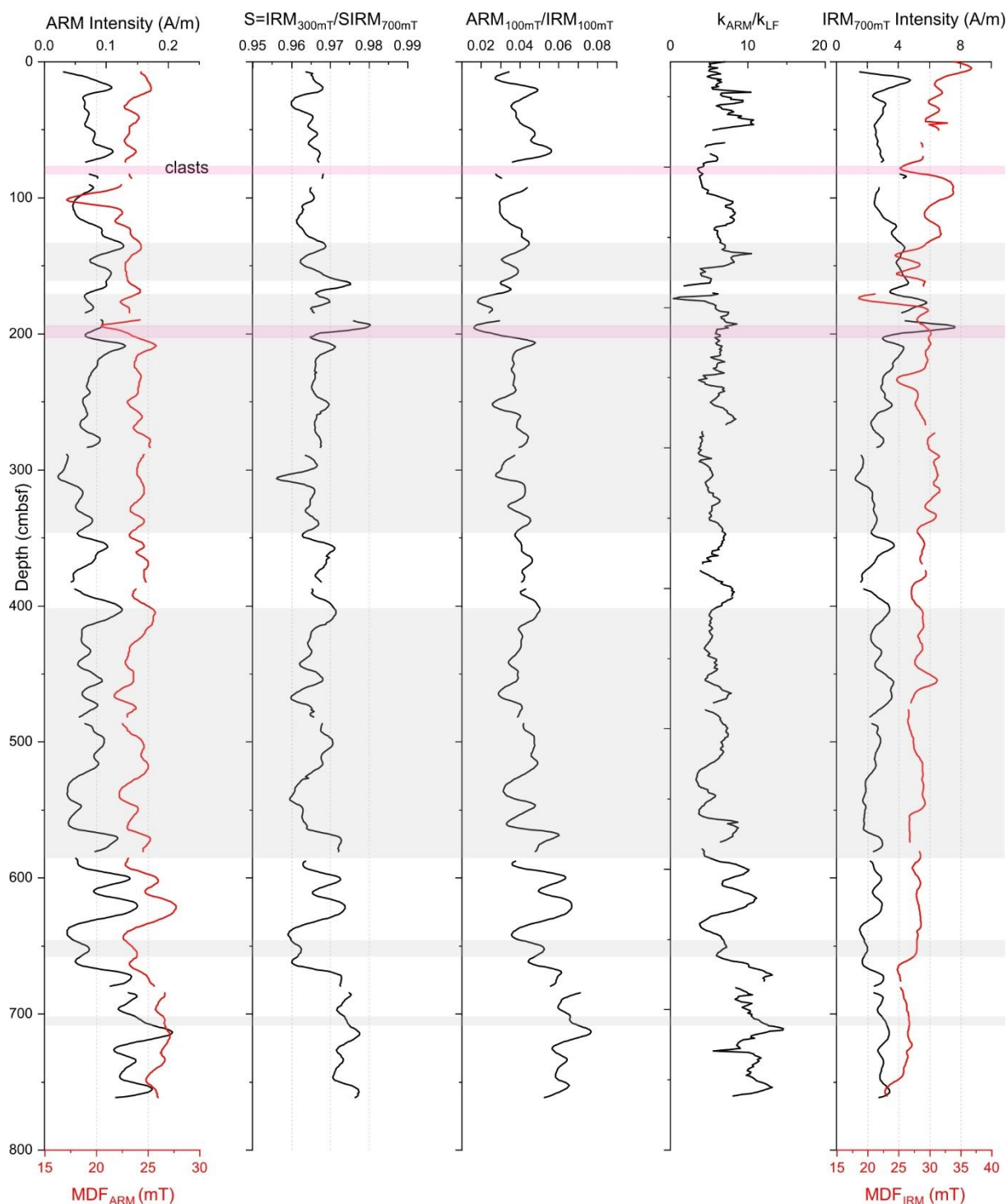


Рисунок 42.Петромагнитные параметры для колонки PS72/410-3

3.2.2. Петромагнитные исследования дискретных проб

На Рисунке 39 и Рисунке 41 фиолетовым обозначены горизонты, на которых отбирались образцы из колонок PS72/396-5 и PS72/410-3 для петромагнитных исследования, а для колонки PS72/396-5 ещё и на Рисунке 28.

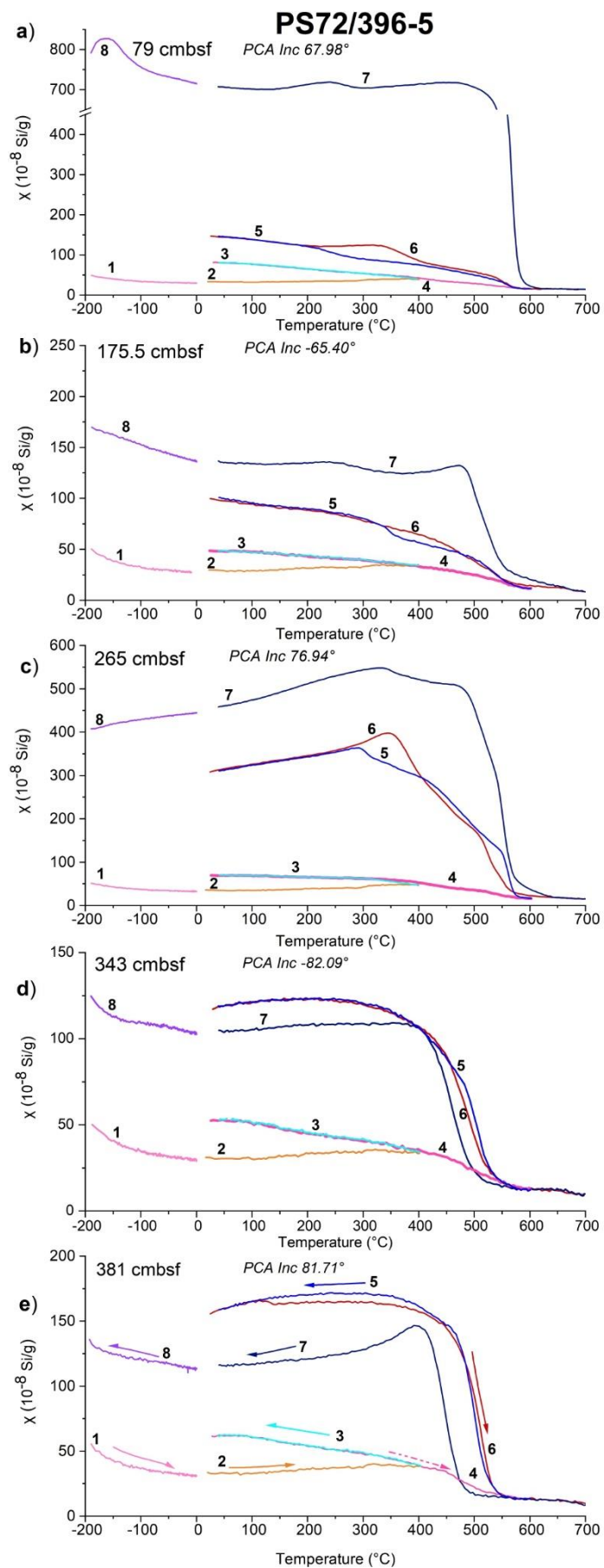
Температурная зависимость магнитной восприимчивости, k (Т)

k (Т) кривые температурной зависимости удельной магнитной восприимчивости (Рисунок 43) для образцов отработаны в нескольких последовательных циклах нагрева (образцы 63, 343 и 381 см); образец 233 см был нагрет до 700 °С и охлаждён до -200 °С в одном цикле. Кривые нагрева от -200°С всех образцов не выявляют каких-либо точек, характерных для магнитных минералов. При нагреве до 400 °С наблюдается некоторое возрастание магнитной восприимчивости, заметное даже для непрерывного нагрева до 700°С для образца 233 см. При нагреве до 600°С магнитная восприимчивость постепенно снижается при переходе в парамагнитное состояние. Далее при постепенном охлаждении после нагрева более 600°С магнитная восприимчивость сильно возрастает из-за формирования новообразованных магнитных минералов после нагрева. При этом надо иметь в виду, что ферримагнитные минералы в осадке находятся в матрице осадочного вещества в довольно малом соотношении к остальным парамагнитным минералам. Образцы 343, 381 и 233 см показывают сглаженный спад магнитной восприимчивости, начиная с где-то 450°С, когда как для 63,5 это где-то ближе к точке Кюри магнетита.

Все образцы показывают кривые температурной зависимости удельной магнитной восприимчивости χ (Т) необратимого характера, что предполагает формирование новых магнитных минералов в ходе нагрева (Рисунок 43). Пример последовательности проведенных температурных циклов приведён на Рисунке 43, е: стрелками обозначены нагрев (\rightarrow) и охлаждение (\leftarrow), которые также обозначены цветом. Последовательность циклов также обозначены цифрами (см. легенду). Кривые нагрева от -200°С до 0°С не выявляют каких-либо точек, характерных для магнитных минералов, для всех образцов. В ходе первого цикла высокотемпературного нагрева χ постепенно возрастает для всех образцов и продолжает возрастать

далее при последующем охлаждении до комнатной температуры. В ходе следующего нагрева до 600°C постепенно уменьшается до 580°C, диапазон точки Кюри магнетита [69], из чего можно предположить, что он является основным носителем остаточной намагниченности. Тем не менее, понижение происходит не резко, спад размазан, что также может говорить о присутствии титаномагнетита с различным содержанием титана [например, 85]. Новые минералы формируются в ходе охлаждения от 600°C до комнатной температуры. Далее минералы ведут себя довольно стабильно, так как последующий нагрев до 700°C повторяет предыдущий (до 600°C). Вид кривой КТ-700°C-КТ предполагает наличие тех же двух фаз магнитных минералов, которые были упомянуты выше. Изменения градиента в диапазоне в ~550—580 °C говорит о наличии магнетита. Вторая фаза, титаномагнетит, становится заметной в более широких диапазонах ~200-400°C (например, глубина 79 см колонки PS72/396-5, глубина 148.5 см колонки PS72/410-3), что отвечает точке Кюри титаномагнетитов с различной пропорцией титана [41], так точка Кюри понижается с повышением содержания Ti [142]. Однако эта фаза проявляется меньше с увеличивающейся глубиной (например, 343 см, 381 см колонки PS72/396-5; 485.5 см, 602.5 см колонки PS72/410-3).

Наконец, наблюдается небольшой спад вблизи температуры Нееля гематита 680°C [69] в ходе нагрева до 700°C, например, для образца на глубине 343 см колонки PS72/396-5 и 458.5 см колонки PS72/410-3. Это может быть связано с тем, что гематит первично представлен в образцах, как это показывает псевдо S-соотношение при значениях меньше 1, а также с преобразованием маггемита в гематит при температурах 300–350 °C [62].



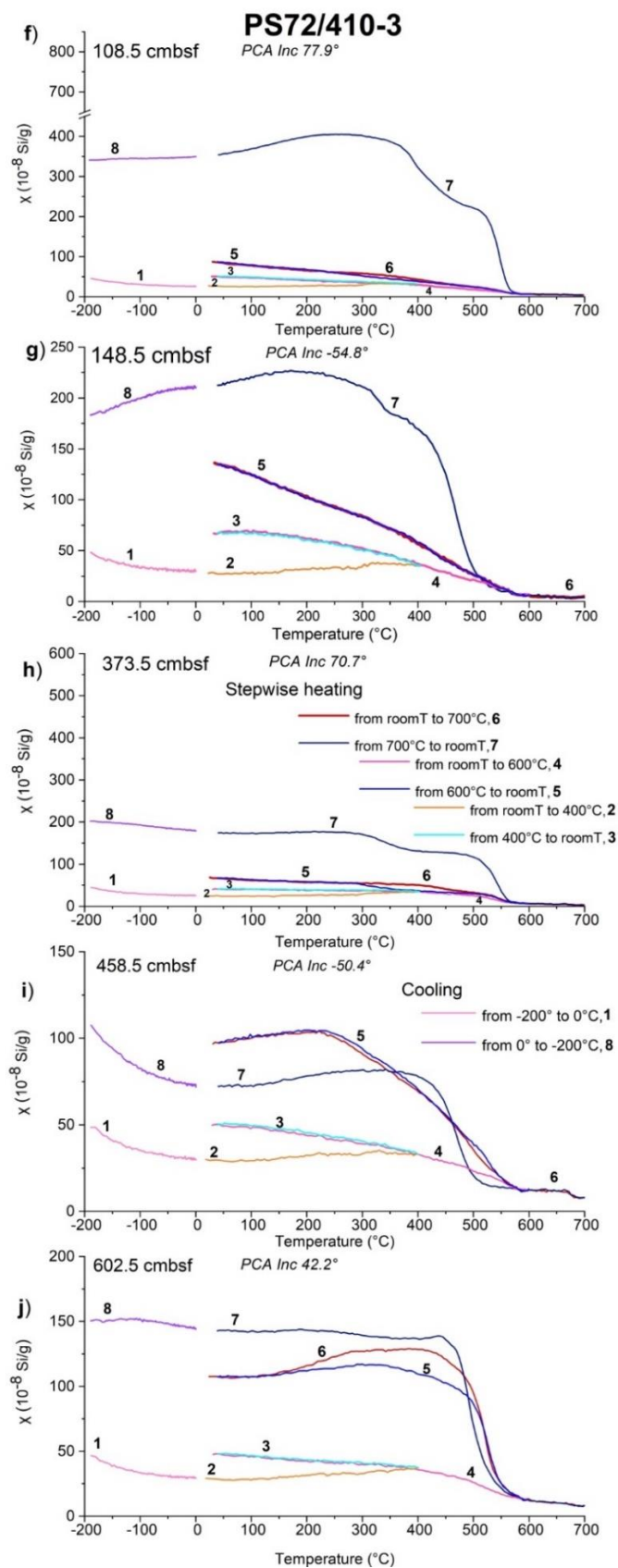


Рисунок 43.k(T) кривые температурной зависимости удельной магнитной восприимчивости (χ) образцов, отобранных с разных глубин колонок PS72/396-5 (a-e) и PS72/410-3 (f-j)

Присутствие маггемита в работе [189] выражается в спаде χ в диапазоне температур 300–350°C [189]. В представленных образцах не наблюдается понижения в этом интервале температур. Кроме того (титано)маггемит мог сформироваться в ходе самих измерений, проводимых в воздушной среде. Так, титаномagnetит (TM60) окисляется при нагреве [68]. (Титано)магнетит отмечается в осадках в районе поднятия Менделеева [например, 223; 217]. Вполне вероятно, что определенное количество (титано)маггемита присутствует в колонках на некоторых глубинах. Кроме того, окисление титаномagnetита в титаномаггемит типично для подводных базальтов старше нескольких миллионов лет [121].

В ходе последней ступени нагрева от -200°C до 0°C не отмечается никаких фазовых переходов за исключением образца на глубине 79 см колонки PS72/396-5, на котором слабо прослеживается переход Вервея [213] на температуре около -150°C, что, вероятно, свидетельствует о магнетите, сформированным во время предыдущих циклов нагрева.

Намагниченность насыщения при криогенных температурах

Низкотемпературные эксперименты выявили широкий спектр магнитной минералогии (Рисунок 44).

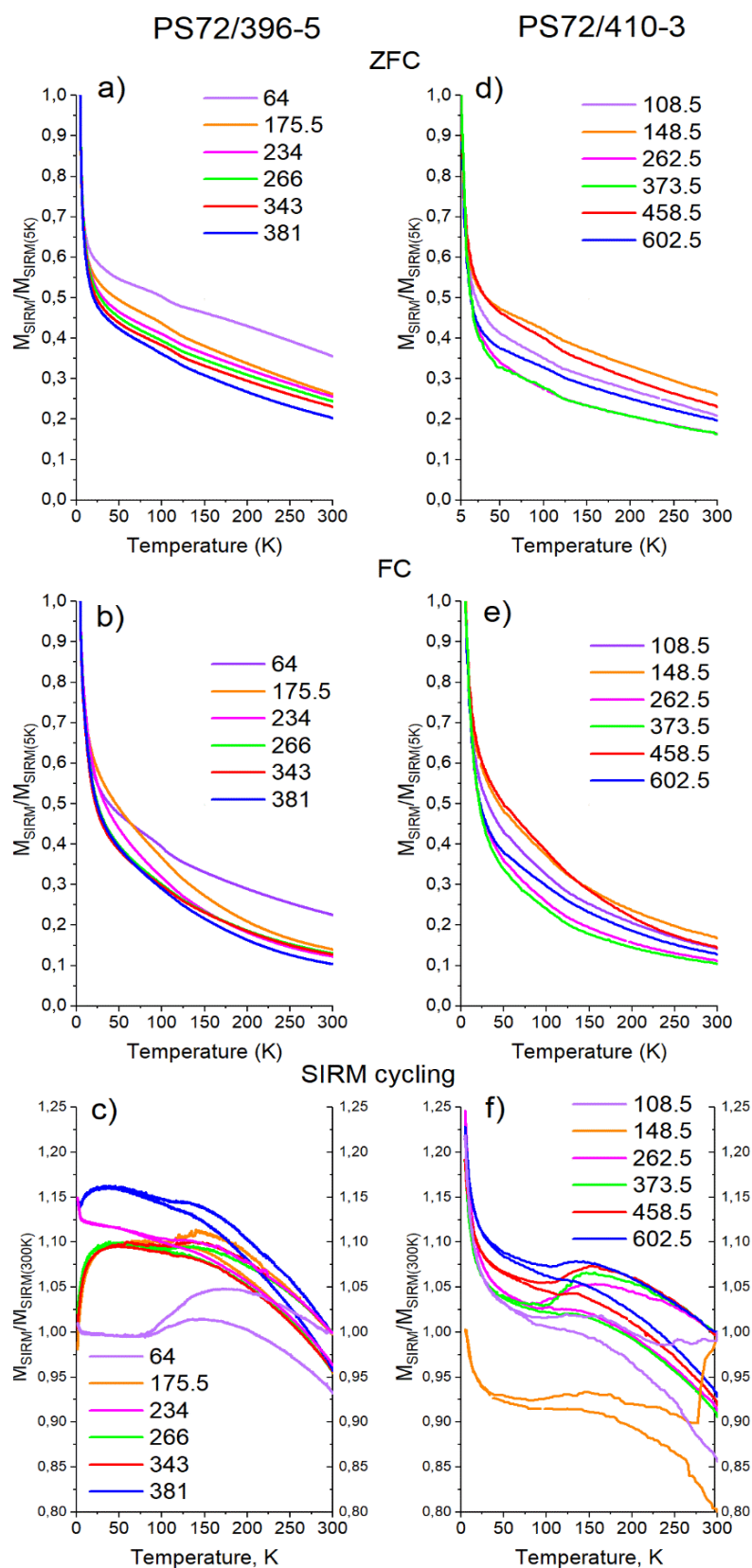
Кривые нагрева SIRM (Рисунок 44, а и d) полученной при низких температурах после охлаждения в нулевом поле (ZFC) показывают окисленный магнетит с малым размером зёрен [161]. Намагниченность резко падает между 5 К и 40-50 К (небольшое искривление на 50 К вызвано переходом параметров измерений с 1 на 2 К и с 0.5 до 2 К/мин, соответственно). Между 50 К и 100 К спад идёт медленнее, для некоторых образцов (например, PS27/410-3 — 8.5, 148.5, 724.5 см) опять быстрее через расширенный переход Вервея (~100–118 К) и далее менее медленно и

поступательно до 300 К. Некоторые образцы не демонстрируют никаких признаков перехода Вервея для стехиометрического магнетита.

Последующий нагрев SIRM (Рисунок 44, b и e), полученный на 5 К после охлаждения в поле 5 Тл (FC) не так информативен, только с несколькими очень слабыми переходами на низких температурах. SIRM уменьшается почти непрерывно с 5 К до комнатной температуры почти для всех образцов обеих колонок.

Низкотемпературный цикл SIRM, полученный при 5 Тл от комнатной температуры до 5 К и обратно до комнатной температуры (Рисунок 44, c и f), показывает практически единообразные результаты для колонки PS72/410-3, тогда как кривые для колонки PS72/396-5 могут быть разделены на две группы. Образцы 63,5, 234 и 381 см показывают рост намагниченности в районе очень низких температур подобно образцам из колонки PS72/410-3. Другие три образца колонки PS72/396-5 показывают падение намагниченности при приближении 1.8 К. Для большинства образцов из обеих колонок остаточная намагниченность сначала возрастает, достигая максимума около ~140-190 К, и далее падает в различной степени, приближаясь к температурному диапазону перехода Вервея. Чистый переход Вервея не наблюдается, но в широком диапазоне температур, где остаточная намагниченность достигает минимума, она потом начинает возрастать снова. Восстановление остаточной намагниченности на 5 К может достигать значений на 25% больше, чем при комнатной температуре.

Кривые нагрева повторяют кривые охлаждения с 1.8 по 5 К до 25–60 К и после расходятся и уменьшаются в ходе нагрева до комнатной температуры в различной степени (Рисунок 44, c и f). Горб на кривых нагрева для большинства менее выражен, чем для кривых охлаждения. Финальный процент восстановления намагниченности RT-SIRM на 300 К 80–90%. В состав образцов скорее всего входят частично (поверхностные) окисленные частицы титано (магнетита).



Числа обозначают глубины отбора в см. SIRM нормализована либо на измерение 5 К, либо 300 К; шкалы (Z)FC и SIRM нормализованы по-разному.

Рисунок 44. Намагниченность насыщения при криогенных температурах для образцов колонок PS72/396-5 и PS72/410-3

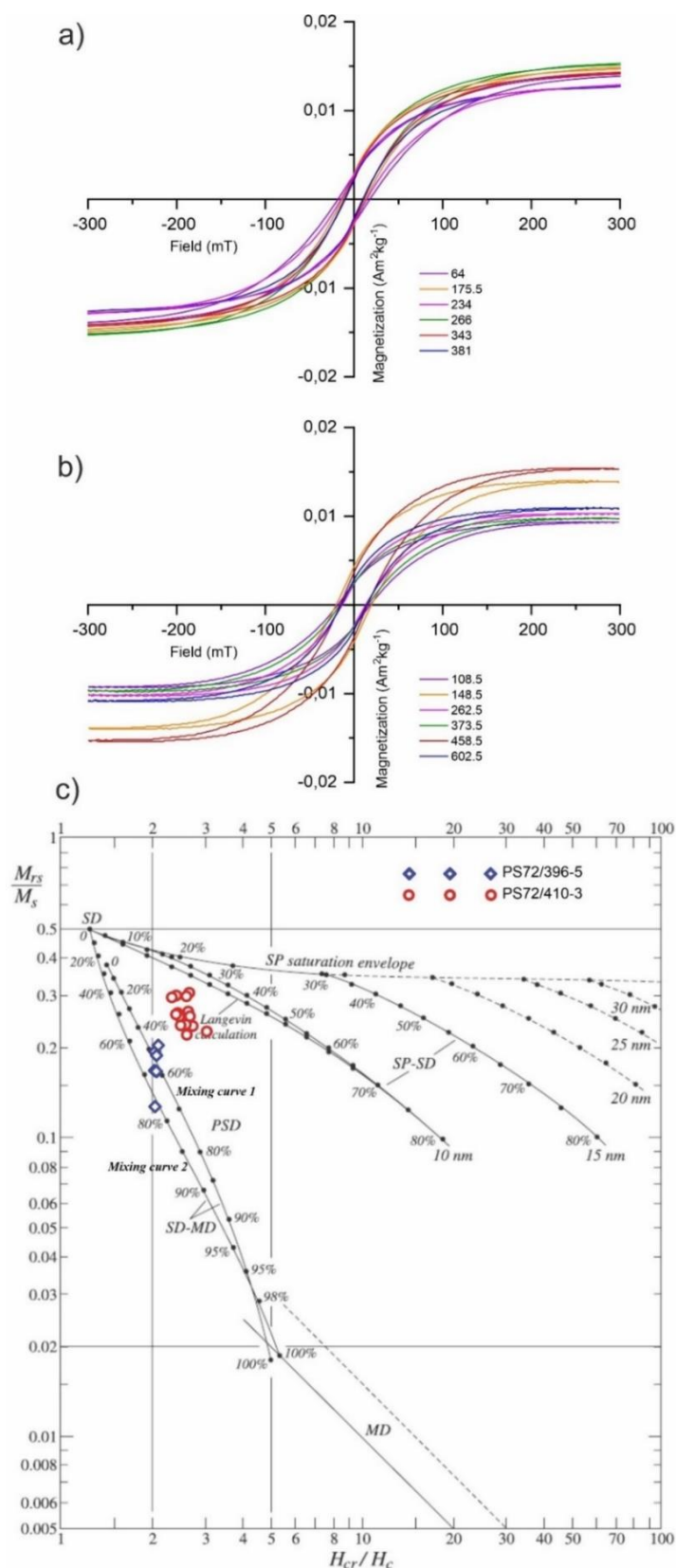
Предположительно, не полностью окисленные, так как маггемит не показывает низкотемпературного фазового перехода и его RT-SIRM кривые полностью обратимы [161]. Горб на кривых RT-SIRM характерен для частично окисленных (титано)магнетитов, так как ни маггемит, ни магнетит не демонстрируют такой горб [161]. Как и было заключено по k-T измерениям, стехиометрический магнетит скорее всего присутствует в малых количествах, как можно предположить низкий процент восстановления при комнатных температурах после прохождения цикла измерений. Özdemir и Dunlop [161] упоминают, что значения больше 90% для частично окисленного магнетита с более высокими значениями для более мелких частиц, тогда как для магнетита это ~50–87%. Интервал 25–60 К, в котором кривые охлаждения и нагрева начинают расходиться, может указывать на наличие титаномagnetита с малым содержанием титана, показывая изотропные точки в диапазоне температур 43–54 К. Тем не менее, образцы из колонки PS72/396-5 показывают приглушённый переход Вервея в их измерениях ZFC, которые также подтверждаются RT-SIRM кривыми, типичными для титаномagnetитов с низким содержанием титана в псевдодоменном состоянии. С другой стороны, некоторые образцы, например, с глубины 381 см могут быть богаче титаном, что в кривой RT-SIRM более обратимого вида [32].

В заключение можно отметить, что по результатам температурных измерений магнетит и/или титаномagnetит определяются как доминирующие носители намагниченности для обоих интервалов в колонке: прямо и обратно намагниченных интервалов в колонке. Хотя они могут быть более окисленными или маггемитизированными к основанию колонки, магнитная запись не кажется изменённой значительно, по крайней мере, в пределах изучаемых региональных рамок.

Измерение петель гистерезиса

Петли гистерезиса (Рисунок 45), измеренные для образцов с тех же глубин и для ряда других образцов, но в том же интервале до 4-х метров, отражают похожую закономерность, где 63,5 см представлен более значимым ферромагнитным составом и в том числе несколько более высокой коэрцитивной силой, чем остальные образцы с больших глубин.

Анализ петель гистерезиса показал преобладание низкокоэрцитивных значений с H_c от 10 до 15 мТл, при 18 мТл максимум. Петли гистерезиса для колонки PS72/410-3 демонстрируют H_c между 13 и 21 мТл со средним значением в 16 мТл. Рисунок 45 (с) иллюстрирует параметры гистерезиса на теоретическом графике Дея (Day plot [68] для магнетита, отношение остаточной намагниченности к намагниченности насыщения (M_{rs}/M_s) и остаточной коэрцитивной силы к коэрцитивной силе (H_{cr}/H_c). Образцы с глубин 64, 175,5 и 234 см колонки PS72/396-5 на кривых смешивания (mixing curves) для однодоменных (SD, single domain)-многодоменных (MD, multi-domain) частиц в псевдодоменном (PSD, pseudo single domain) диапазоне. Для колонки PS72/410-3 по сдвигу данных на графике вправо можно сделать вывод, что в образцах присутствуют суперпарамагнитные частицы титаномагнетита меньшего размера.



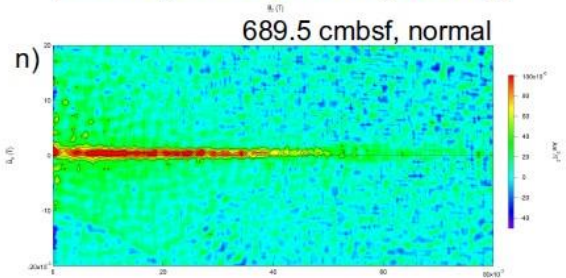
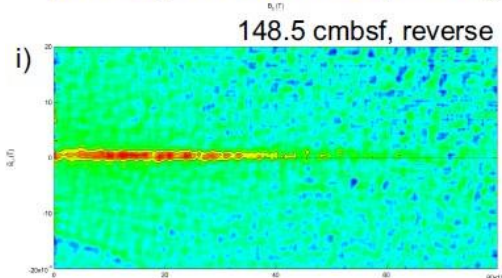
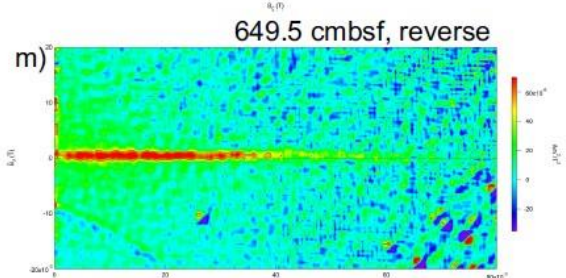
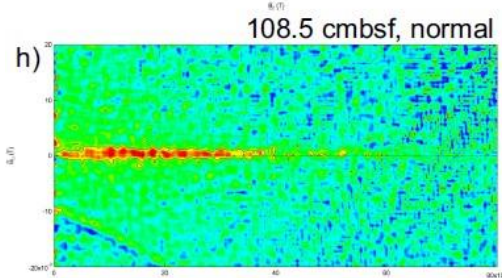
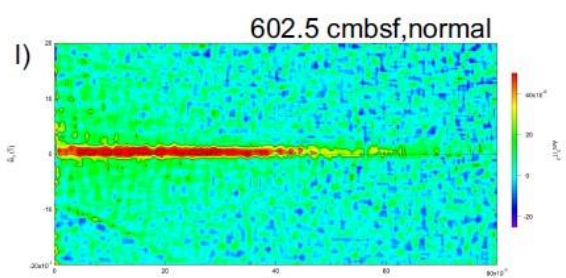
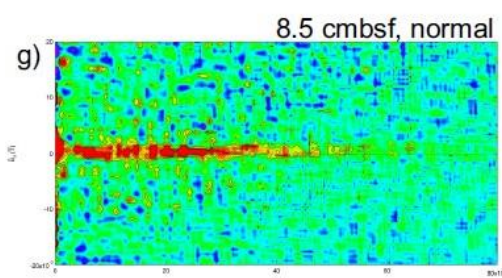
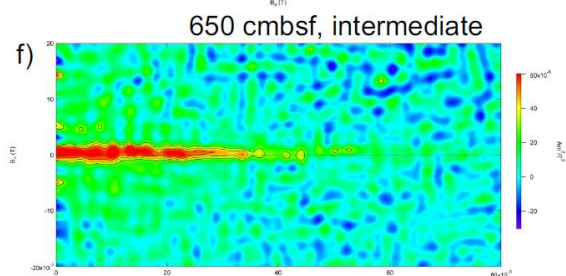
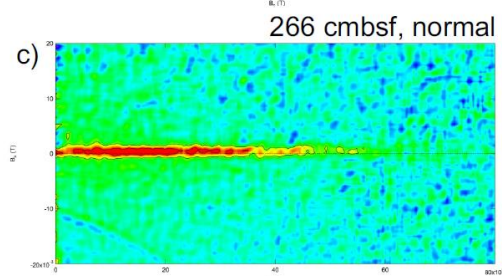
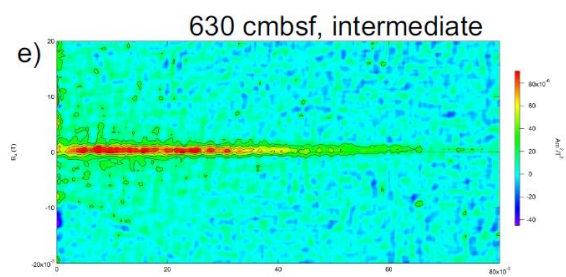
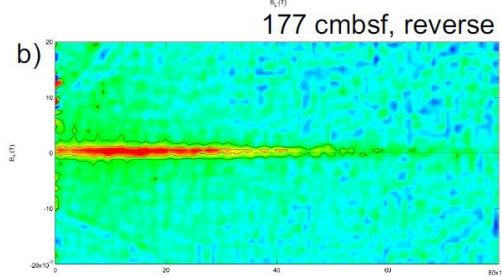
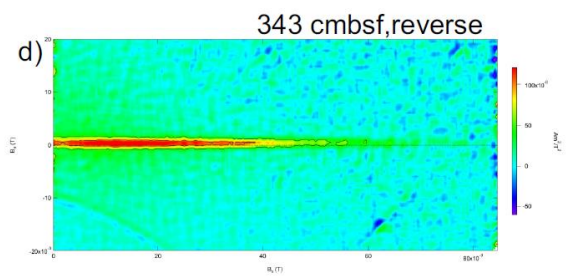
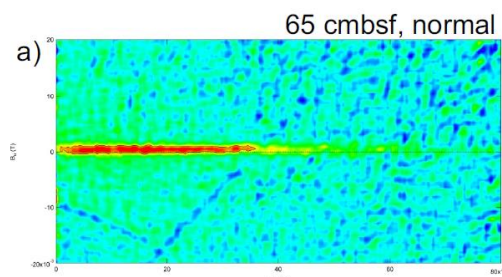
(a, b) Числа обозначают глубины отбора в см. (c) Голубые ромбы (красные кружки) обозначают образцы колонки PS72/396-5 (PS72/410-3).

Рисунок 45. Петли магнитного гистерезиса для образцов колонки PS72/396-5 (a) и колонки PS72/410-3 (b). Отношение M_{rs}/M_s от отношения H_{cr}/H_c на теоретическом графике Дея для магнетита [68].

Диаграммы перемагничивания FORC

Несмотря на некоторый шум в данных, все образцы показывают хорошо выраженный узкий хребет вдоль оси B_c с небольшим распространением по вертикали, что характерно для мелкозернистых частиц со слабым магнитостатическим взаимодействием. Большая часть сигнала сконцентрирована в полях между 0 и 40 мТл со слабым проявлением более высокой коэрцитивности в некоторых образцах, например, на глубине 689.5 см и 750.5 см колонки PS72/410-3. Некоторые образцы колонки PS72/410-3 показывают положительный вклад, который отклоняется в сторону оси B_c , хотя при интенсивностях значительно ниже. Такое отклонение может означать вклад более крупнозернистых PSD или MD частиц [183]. Заклучая, можно отметить, что обе колонки не показали никаких значительных различий между образцами с прямой и обратной полярностью.

Некоторые образцы, например, на глубинах 65, 343, 630 см колонки PS72/396-5 и 262,5, 602,5, 649,5 см колонки PS72/410-3, показывают небольшой восходящий разброс. Он может быть приурочен либо к взаимодействию между компонентной промежуточной коэрцитивности и ближайшими низкокоэрцитивными и высококоэрцитивными частицами [179]. Прояснение этого момента требует дальнейших исследований. Таким образом, все полученные диаграммы демонстрируют картину в основном характерную для тонкозернистых однодоменных частиц. Нестабильные тонкозернистые суперпарамагнитные частицы, которые могли бы указать на новосформировавшиеся аутигенные частицы, не были выявлены.



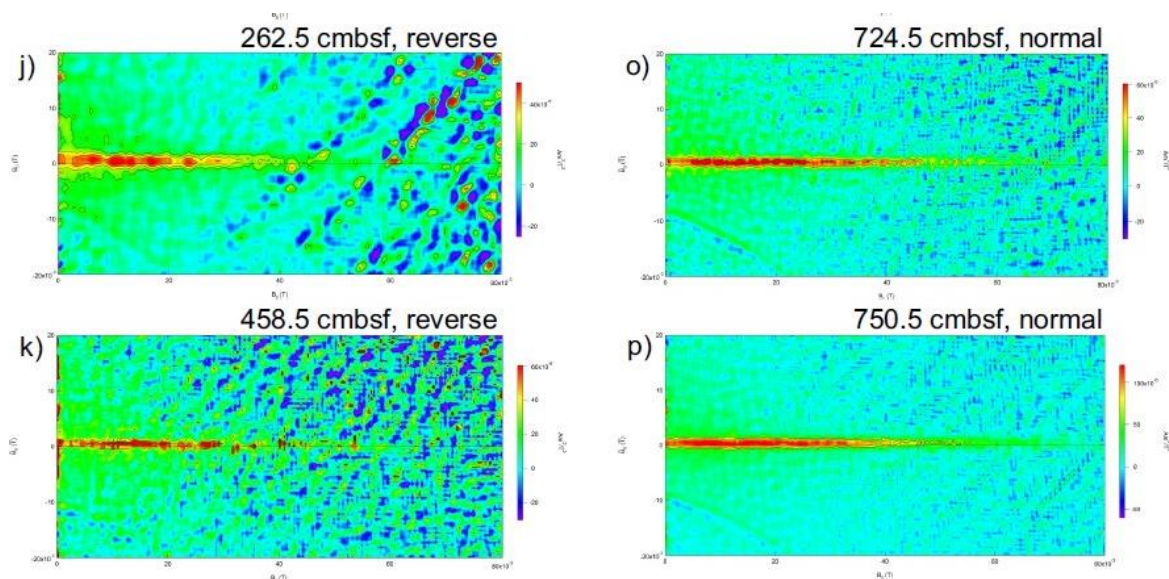


Рисунок 46. Кривые перемангничивания для образцов с разных глубин, колонка PS72/396-5 (a-f) и колонка PS72/410-3 (g-p) с указанием знака, соответствующего магнитного наклонения

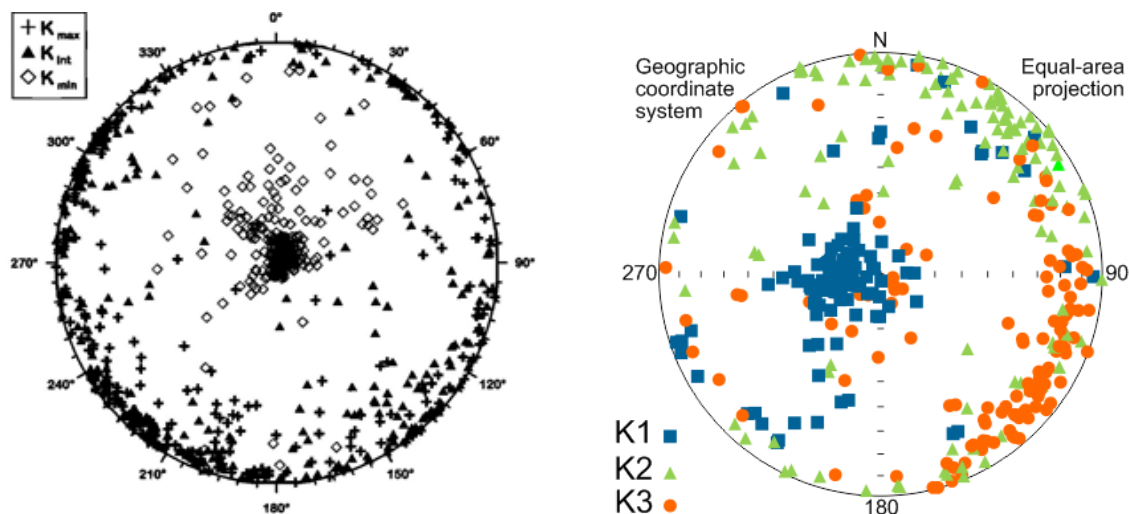
*Анизотропия магнитной восприимчивости, колонки KD12-03-10с,
PS72/396-5 и PS87/074-3*

В работе [149] по колонке PS2180-2, отобранной в котловине Макарова, представлены данные по анизотропии магнитной восприимчивости, где распределение осей эллипсоида соответствует осаждению в спокойной воде (Рисунок 47, слева).

В палеомагнитных исследованиях колонки KD12-03-10с [76] (Рисунок 47, справа) на основании результатов измерений AMS несколько отличных от типичного распределения упоминается вероятность возможного влияния на первичную намагниченность перепадов давления при пробоотборе гидростатической трубкой [225]. В отчёте [225] приведены результаты измерений AMS колонок KD12-00-08с и KD12-01-15с, отобранных в том же рейсе также при помощи гидростатической трубки, где представлено сходное аномальное направление главных осей эллипсоида AMS, а именно — максимальной оси.

Кроме того, палеогидротермальная активность, предположительно имевшая место в этом районе [17] и выявленная в верхней части разреза

колонки KD12-03-10с по специфичному составу н-алканов [72], могла привести к некоторому переориентированию частиц в данной колонке.



$K_1(K_{\min})$ — минимальная ось, $K_2(K_{\text{int}})$ — промежуточная ось, $K_3(K_{\max})$ — максимальная ось

Рисунок 47. Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости: слева — котловина Макарова [149]; справа — KD12-03-10с [76]

Учитывая распределение, полученное по колонке KD12-03-10с, было важно исследовать AMS и других колонок, чтобы удостовериться, не является ли такая картина характерной для осадков данного региона.

Для большинства образцов колонки PS72/396-5 распределение главных осей эллипсоида анизотропии соответствует нормальному осаждению, когда минимальная ось находится в центре стереографической проекции, имея почти вертикальную ориентацию (высокие наклонения), и максимальная ось ориентирована почти горизонтально (низкие наклонения) без какого-то определенного азимутального направления (Рисунок 48). Промежуточная ось перпендикулярна к k_{\min} и k_{\max} , не проявляя никакой определенной закономерности. Средние значения тензора (черные символы, Рисунок 48) повторяют те же закономерности. Такая картина распределения характерна для осадконакопления в спокойной воде, где геомагнитное поле является доминирующим фактором при осаждении в

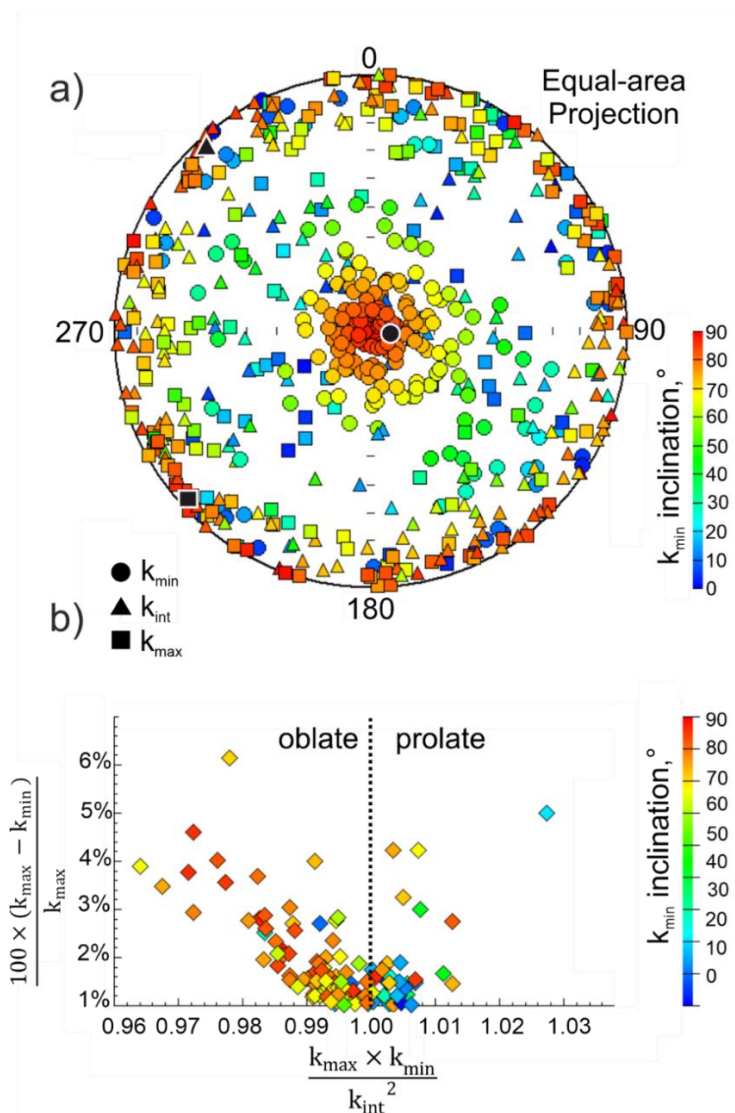
условиях без каких-либо выраженных течений и/или других нарушений текстуры осадка [208; 147; 27].

Рассматривая более детально, у главных осей k_{int} и k_{max} почти одинаковая длина: среднее k_{int} — 1,002, среднее k_{max} — 1,003 и среднее k_{min} 0,995. Таким образом, для большинства образцов, эллипсоид анизотропии почти сферичен, что обычно говорит о низкой анизотропии. Отношение $100 \times (k_{max} - k_{min}) / k_{max}$, отвечает за степень анизотропии, не превышает 5-6%, а в среднем — ещё меньше (Рисунок 48, b). Отношение $k_{max} \times k_{min} / k_{int}^2$ показывает форму эллипсоида, которая является сплюсненной (oblate) для 74% изученных образцов: наибольшие значения выявлены для образцов с наибольшей анизотропией. В то же время для большей части продолговатых (prolate) образцов анизотропия низкая вместе с низкими наклонениями k_{min} и произвольным распределением всех трёх осей на равноплощадной проекции. Кроме того, для образцов, чей параметр формы эллипсоида близок к единице, главные оси численно выражаются слабее, чем для образцов с более высокой анизотропией [149].

Распределение осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости образцов колонки PS87/074-3 (Рисунок 49) также соответствует характерному для осадков, осаждаемых в спокойной воде, хотя степень анизотропии выше, чем в PS72/396-5. У главных осей k_{int} и k_{max} почти одинаковая длина: среднее k_{int} — 0,973, среднее k_{max} — 0,966 и среднее k_{min} 0,952.

При этом обращает на себя внимание существующая слабая, но видимая закономерность положения максимальных и промежуточных осей эллипсоида. В работе Nowaczyk и др. [148] похожее распределение показала колонка PS1535-6 из пролива Фрама. Так как остальные параметры не выявили никакой существенной анизотропии Nowaczyk и др. [148] пришли к выводу, что это математическая ошибка представления данных

программным обеспечением, которое используется при обработке AGICO при измерениях AGICO Kappabridge MFK1.

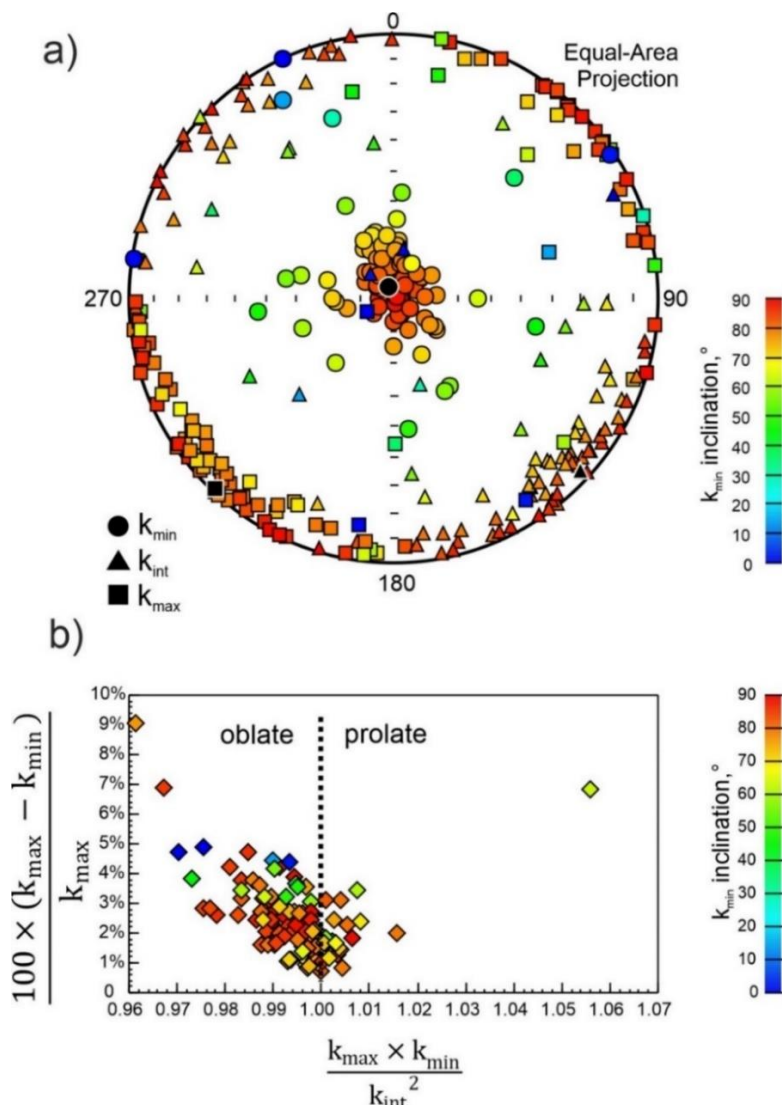


(a) стереографическая проекция главных осей эллипсоида анизотропии k_{max} , k_{int} и k_{min} , отображающих максимальную, промежуточную и минимальную намагниченности, соответственно. Изменение наклонов k_{min} обозначено цветом, черные символы отображают средние значения тензора, (b) форма эллипсоида анизотропии по отношению к степени анизотропии, цветом также обозначается величина наклона k_{min} .

Рисунок 48. Анизотропия магнитной восприимчивости для 196 образцов из колонки PS72/396-5 (до глубины в 407 см)

В заключение можно отметить, что результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости колонки PS72/396-5 на глубинах, в которых наблюдаются наиболее выраженные интервалы обратной полярности. AMS по колонке PS87/74-3 в том числе в интервале, который затрагивает глубины

от 257 до 366 см, которые несут основной переход с положительных наклонений на отрицательные на глубине около 284 см, также не показывает никаких заметных особенностей осадочной структуры.



(а) стереографическая проекция главных осей эллипсоида анизотропии k_{\max} , k_{int} и k_{\min} , отображающих максимальную, промежуточную и минимальную намагниченности, соответственно. Изменение наклонений k_{\min} обозначено цветом, черные символы отображают средние значения тензора, (б) форма эллипсоида анизотропии по отношению к степени анизотропии, цветом также обозначается величина наклонения k_{\min} .

Рисунок 49. Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости 108 образцов по колонке PS87/074-3

Таким образом, обоснована фиксация первичной палеомагнитной записи донными осадками Центрально-Арктических поднятий и её принадлежность к инверсиям магнитного поля Земли.

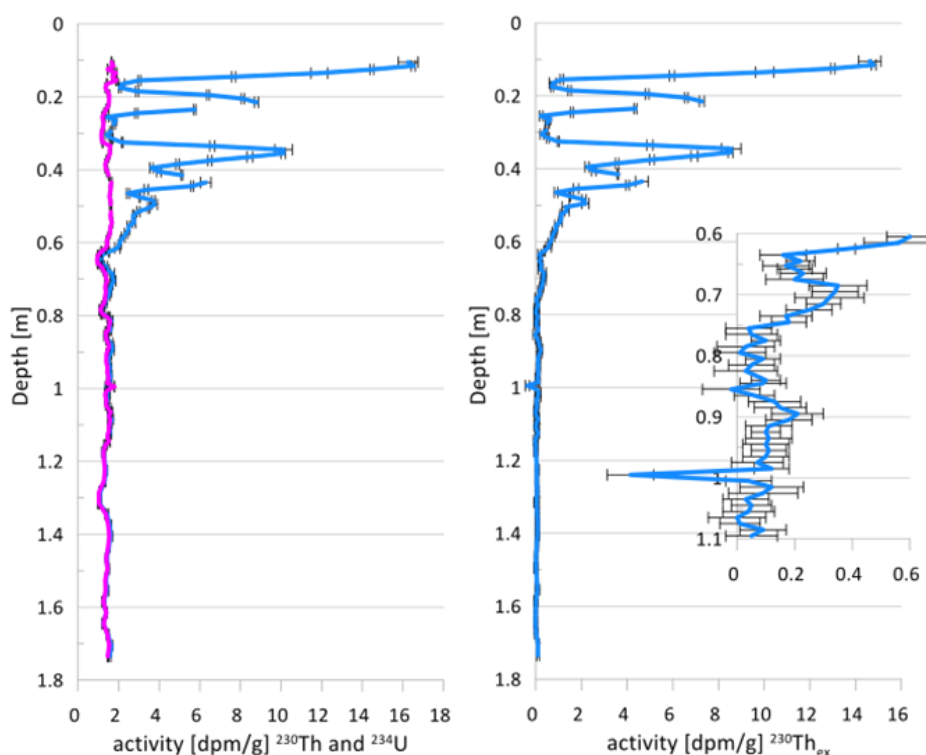
4. МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

4.1. Возраст осадков согласно $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$

Последний явный избыток ^{230}Th виден на глубине 73 см, но ещё один небольшой пик можно увидеть на глубине 88–90 см (Рисунок 50). Ниже этой глубины значимого количества $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ не обнаружено, несмотря на многочисленные измерения. Очень небольшое смещение ^{230}Th и ^{234}U (в среднем 0,04 распадов в минуту/г (dpm/g)) ниже 90 см можно объяснить тем, что ^{234}U мало подвижен и изменчив из-за распада/врастания [124]. Хотя это смещение проявляется здесь как очень маленькое расчётное значение $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, оно не является чётким указанием на неподдерживаемое значение $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ от водяного столба. Распад ^{230}Th не наблюдается на глубине более 0,9–1 м, что указывает на то, что любое оставшееся нарушение равновесия следов не связано с $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ из водной толщи.

Следует отметить несколько факторов, если сравнивать полученный возраст исчезновения, рассчитанный ниже, с возрастом, опубликованным в Hillaire-Marcel et al. [100]. Возраст исчезновения можно считать достигнутым, когда любой присутствующий сигнал больше не может быть отделён от шума (Рисунок 51). Таким образом, нынешний “возраст вымирания” зависит (1) от начальной активности отложений в момент их отложения, которая неизвестна, и (2) от точности и достоверности $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$. Разница в два раза в исходной поверхностной активности соответствует смещению в 75380 лет (один период полураспада) в возрасте исчезновения $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$. В качестве первого приближения принимается текущая поверхностная активность 15 dpm/g в качестве показателя исходной поверхностной активности до распада, потому что поверхность меньше всего подвержена распаду и поэтому, скорее всего, представляет сопоставимые условия. Однако для того, чтобы считать «возраст

вымирания» надёжным минимальным возрастом, необходимо принять во внимание максимальное начальное значение $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, которое предполагается равным 30 dpm/g, что в два раза превышает самое высокое наблюдаемое значение. Точность и достоверность определения $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ (2), определения фонового значения (Рисунок 51) (зависит от точности значений ^{230}Th и ^{234}U , а также от выполнения лежащих в их основе допущений (например, закрытая система для обоих изотопов)).

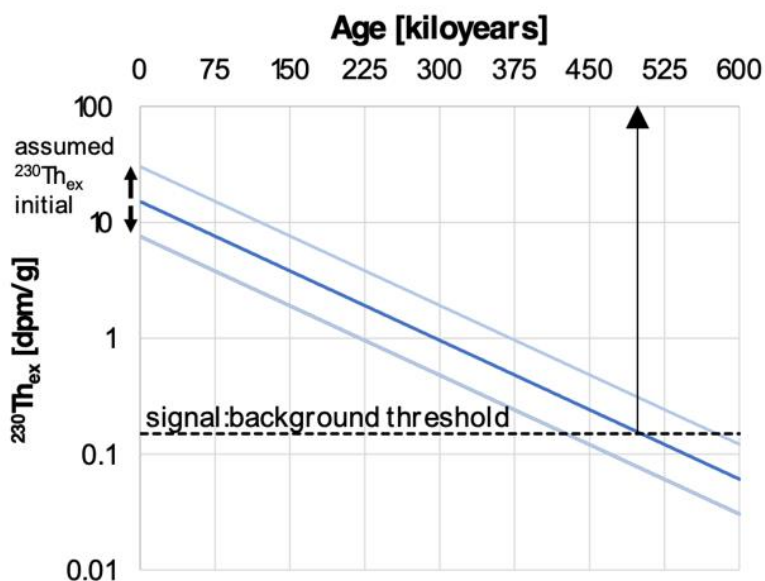


Слева активность ^{230}Th и ^{234}U в одном масштабе, на правом графике показана результирующая активность $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ (рассчитанная как $^{230}\text{Th} - ^{234}\text{U}$). Справа активность $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ рассчитана как $^{230}\text{Th} - ^{234}\text{U}$. На вставке справа увеличены районы с глубиной исчезновения $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ (глубина 0,6—1,1 м).

Рисунок 50. Результаты исследований методом неравновесного Тория. (а) Слева показана активность ^{230}Th и ^{234}U активной зоны PS72/396-5, справа — результирующая активность $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$. На вставке справа увеличен участок с глубиной исчезновения $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$

Опять же, коэффициент точности в два раза соответствует одному смещению периода полураспада в возрасте вымирания. Здесь постоянное пересечение 0,15 dpm/g $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ интерпретируется как отсечка для обнаружения сигнала здесь, учитывая типичные односигма-неопределенности 0,05-0,10 dpm/g, для того, что считается разумным

числом повторов (см. Рисунок 50), плюс небольшое систематическое смещение.



Предполагается, что исходный $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ 15 dpm/g (темно-синяя линия), а 0,15 dpm/g — фоновый порог (штриховая черная линия), в результате чего возраст исчезновения составляет около 0,5 млн лет. Светло-голубые линии показывают влияние двукратной разницы в исходном $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ на рассчитанный возраст исчезновения.

Рисунок 51. Радиоактивный распад первоначального сигнала $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ с возрастом в логарифмическом масштабе, иллюстрирующий, как начальная активность $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ и аналитическая точность и достоверность влияют на расчетный возраст исчезновения.

Учитывая период полураспада ^{230}Th в 75380 лет, это значение (0,15 распадов в м составляет 1% от первоначальных 15 dpm) приводит нас в сумме к 6,6 периодам полураспада или около 500 000 лет на глубине 90 см (Рисунок 50). Однако, если допускать фактор два в начальной активности $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, возраст вымирания также может быть моложе или старше на один период полураспада. Подводя итог, можно сказать, что “возраст вымирания” $^{230}\text{Th}_{\text{ex}} > 500000$ лет ± 75000 лет достигается на глубине около 90 см. Тем самым, согласно проведенным исследованиям, средняя скорость осадконакопления за последние 500 тыс. лет будет составлять около 1,8 мм в тыс. лет.

Другие радиометрические данные, полученные по различным колонкам в районе поднятия Менделеева, в том числе подтверждают медленную седиментацию. Хроностратиграфия ^{10}Be по колонке донных осадков HLY0503-9JPC (Рисунок 4) показала среднюю скорость осадконакопления порядка 2,7 мм/тыс. лет за последние 5,6 млн лет. Тем не менее Sellén et al. [186], опубликовавшие эти данные считают, что такое соответствие «старой» модели «вызвано факторами окружающей среды, такими как значительное сокращение притока атлантических вод в прошлом, уменьшение поступления ^{10}Be и/или увеличение поступления ^9Be с шельфа». Эта интерпретация была предложена для объяснения того, почему результаты отклоняются от «молодой» возрастной модели колонки 96/12-1pc. Самый старый «коричневый» слой в относительно короткой колонке AF-0731 имеет возраст $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 670 ± 50 тыс. лет, что указывает на скорость осадконакопления от 5 до 5,7 мм/тыс. лет для хрона Брюнес [2]. U-Th возраста подтверждают скорость осадконакопления в мм в тыс. лет в районах к северу от колонок 396 и 410 (AF-0731, AF 00-07, AF-00-02, HLY0503-11, HLY0503-12 [91; 146; 82]).

В работе Hillaire-Marcel et al. [100] приведены результаты исследований $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ в том числе и по колонке PS87/030-1, отобранной севернее по хребту Ломоносова в сторону северного полюса, и по колонкам HLY-057-11MC, HLY-057-12MC (см. Рисунок 4, Рисунок 14). Избыток ^{230}Th и ^{231}Pa по сравнению с фракциями, поддерживаемыми их исходными изотопами U, обрушивается на осадочные толщи из-за радиоактивного распада и обеспечивает радиометрический эталонный возраст примерно 300 и 140 тыс. лет соответственно. Эти «возраста вымирания» указывают на средние скорости осадконакопления $\sim 4,3$ и $\sim 1,7$ мм/тыс. лет соответственно на хребтах Ломоносова и Менделеева. Кривые $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ по обоим морфоструктурам очень похожи; «возраст вымирания» в колонке с хребта Ломоносова находится глубже (~ 125 см), чем в отобранных с

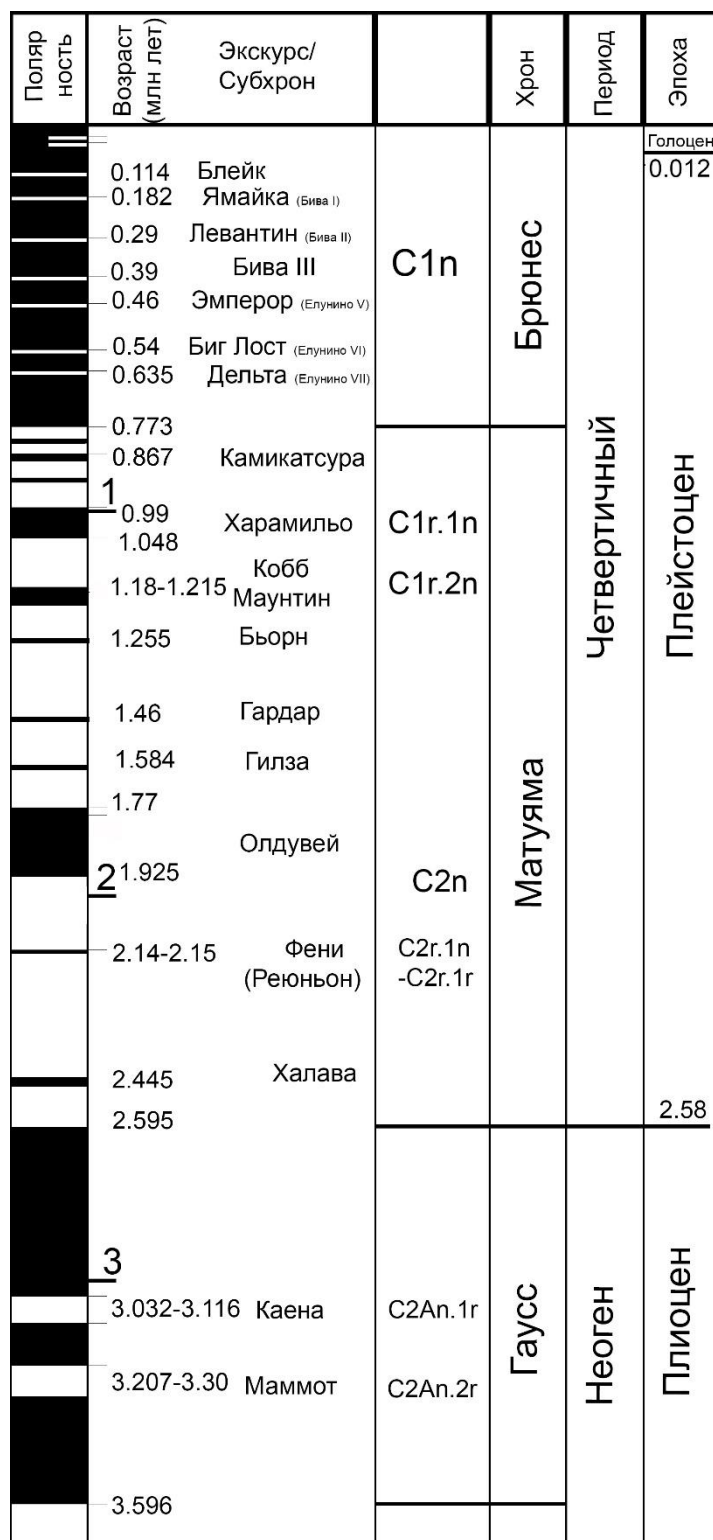
поднятия Менделеева (~38 см как в колонке HLY-057-11MC, так и в колонке HLY-057-12MC).

4.2. Корреляция полученных палеомагнитных данных с геомагнитной шкалой полярности

Так как согласно результатам петромагнитных измерений колонок PS72/396-5 и PS72/410-3 не отмечается систематического различия между поведением магнитных минералов прямо- и обратно намагниченных интервалов, такие интервалы могут рассматриваться как надёжная запись геомагнитного поля, отражающая чередование прямой и обратной полярностей.

При корреляции зафиксированных магнитозон полярности использовалась геомагнитная шкала полярности с возрастными и уточнениями определения палеомагнитных хронов и субхронов по [154] и другим источникам (см. комментарии к Рисунок 52). Такая корреляцию далее будет рассматриваться подробно на примере колонок PS72/396-5 и PS72/410-3.

На Рисунке 53 показана магнитостратиграфическая корреляция между палеомагнитными данными и временной шкалой геомагнитной полярности (GPTS; [154]) и геохронологической шкалой [88]. Также представлено наклонение ChRM и соответствующих им значений MAD, полученных по колонкам PS72/396-5 и PS72/410-3, и магнитозоны прямой и обратной полярности с преимущественно отрицательными (R1—R7) или положительными (N1—N7) наклонениями, соответственно, дополненное упрощенной литологической схемой с стандартными арктическими литологическими подразделениями, данными цветовой отражательной способности и «отклонений» WBD относительно MS.



Хроны и субхроны нормальной геомагнитной полярности обозначены черным цветом, а обратной полярности – белым. Шкала составлена по нескольким литературным источникам: хрон Брюнес, экскурсы в нем, для которых также приведено название в графе Возраст, по [3; 45; 224; 154], хроны Гаусс и Матуйама и графа субхроны по [154], геохронологическая шкала по [88].

Рисунок 52. Шкала геомагнитной полярности, использованная при построении магнитостратиграфии

Стандартные арктические литологические подразделения, разработанные Clark et al. [51], обозначаемые буквами от А до М, были определены для PS72/396-5 и PS72/410-3 [198], в том числе песчаные и обогащенные песком слои (С, F, H, J, L и частично М). Кроме того, схема дополнена фотографиями, сделанными при помощи линейного сканирования, и данными цветовых параметров, таких как светлота L^* и краснота a^* [198; 134, 135] для лучшей репрезентации общей литологии, например, «коричневых» горизонтов и розовато-белых прослоев.

Подробная информация о магнитозонах и их связи с хронами и субхронами дана в Таблице 5.

Результаты измерений избыточного ^{230}Th чётко указывают на то, что магнитозона N1 соответствует нормальному хрону Брюнес (C1n) в колонке PS72/396-5. Более того, средняя скорость осадконакопления, рассчитанная по возрасту AMS ^{14}C в верхних 20 см колонки PS72/410-1 [105], составляет около 4 мм/тыс., для хрона Брюнес. Согласно изменению полярности в обеих колонках подразделения К дополнительно подтверждает магнитостратиграфическую интерпретацию. Размагничивание дискретных образцов в интервале между 92 и 110 см колонки PS72/396-5 подтвердило наличие отрицательных наклонений, что дает основания для отнесения границы смены полярности Брюнес-Матуяма на глубину около 103 см.

Ниже по колонкам интервалы отрицательных наклонений ChRM (R1, R2, R3, R4) отнесены к обратному хрону Матуяма (Рисунок 53). В этот относительно длинный интервал обратной полярности также входит несколько интервалов нормальной полярности.

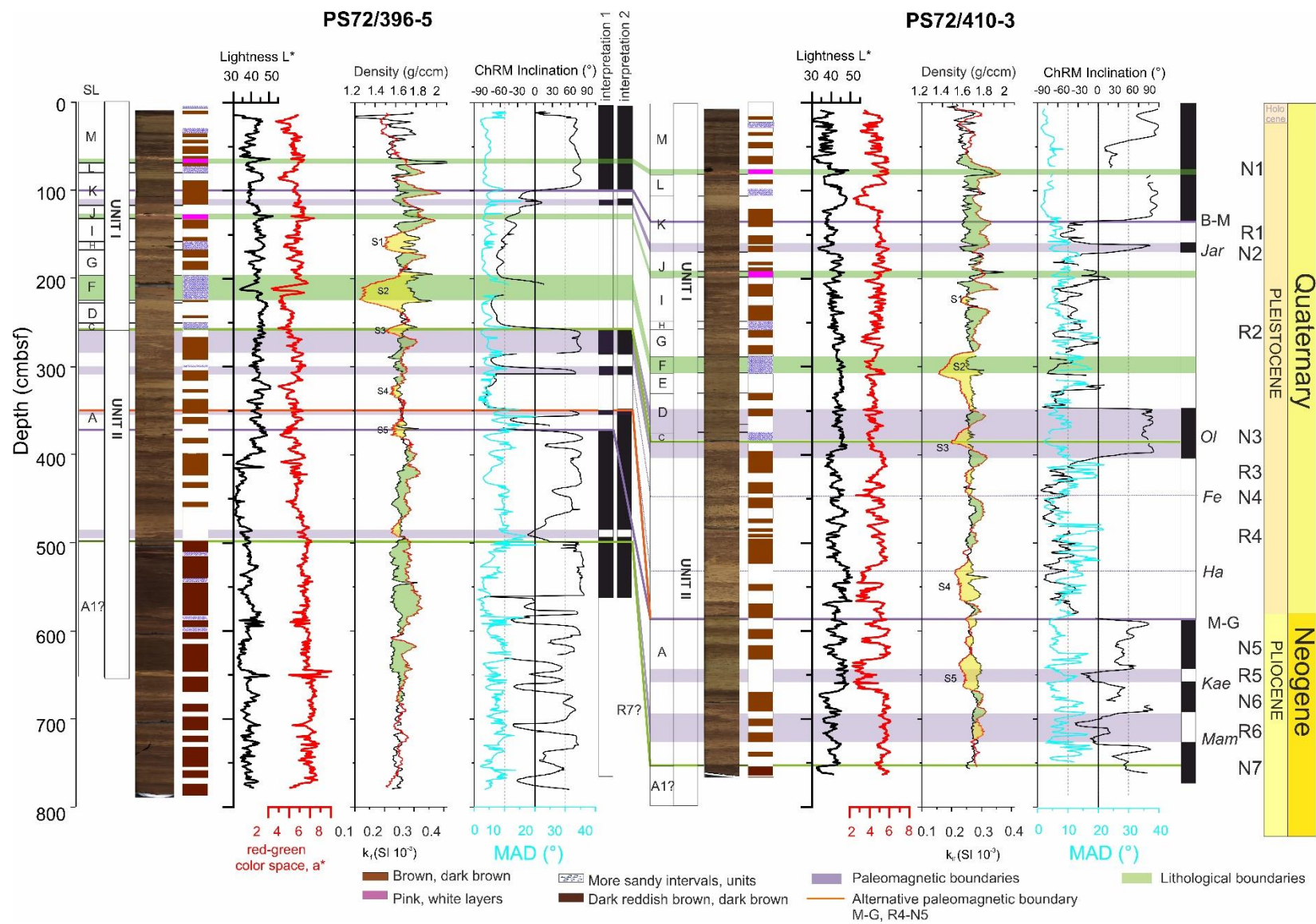


Рисунок 53. Палеомагнитная корреляция колонок PS72/396-5 и PS72/410-3

Магнитозоны N1, R1 и N2, включая границу Брюнес-Матуяма (B-M), расположены выше самого верхнего минимума магнитной восприимчивости S1 и согласуются с кривыми «отклонений» физических свойств (в корреляции с PW1 и PW2). Дальше вниз по колонке заметные минимумы MS S2 и S3 находятся в пределах магнитозоны R2. Корреляция WBD и MS с записью полярности в пределах и чуть ниже N3 (Олдувэй) более сложная. В обеих колонках минимум MS S3 хорошо коррелирует с песчаным слоем, что позволяет предположить, что эти отложения являются одновозрастными. Тот факт, что этот минимум MS и песчаный слой расположены в верхней части N3 колонки PS72/396-5, но встречаются в середине N3 в колонке PS72/410-3, предполагает, что примерно верхняя половина Олдувэйского субхрона, вероятно, отсутствует в колонке PS72/396-5 по сравнению с колонкой PS72/410-3.

Нормальная магнитозона N4 отнесена к субхрону Фени (C2r.1n; 2,140–2,150 млн лет назад, бывший субхрон Реюньон), но зафиксирована только в колонке PS72/396-5. В колонке PS72/410-3 R4 не наблюдается, несмотря на предположительно более высокую скорость осадконакопления в колонке и лучшее разрешение как и «отклонений» WBD-MS, так и литологии.

Запись полярности ниже N4 в PS72/396-5 имеет более сложный вид по сравнению с PS72/410-3. Для колонки PS72/396-5 можно предложить два разных варианта интерпретации границы Матуяма-Гаусс. Две магнитозоны (вариант 1) обратной полярности R5 и R6, можно отнести к субхронам Каена (C2An.1r; 3,032–3,116 млн лет) и субхрону Маммот (C2An.2r; 3,220–3,330 млн лет), при этом магнитозона R5 в колонке не выделяется.

Экскурс Халава (криптохрон C2r.2r-1 (2,445 млн лет) [42]) отсутствует в колонке PS72/410-3 и может фиксироваться в пределах R4 только в колонке PS72/396-5; он не выделен как самостоятельная магнитозона. Магнитозоны N5, N6 и N7 уже отмечают хрон Гаусс. Две обратные магнитозоны R5 и R6, входящие в последний, вероятно, представляют собой

субхроны Каена (C2An.1r; 3,032–3,116 млн лет) и Маммот (C2An.2r; 3,220–3,330 млн лет), при этом субхрон с магнитозоной R5, не идентифицируется в колонке PS72/396-5. Магнитозона N7, колонка 410, интерпретируется как наиболее ранняя часть хрона Гаусс (C2An.3n; 3,330–3,580 млн лет назад).

На альтернативную интерпретацию (вариант 2) колонки PS72/396-5 указывает корреляция физических свойств. В колонке PS72/410-3 граница от R4 до N5, четко обозначающая границу M-G, стратиграфически расположена между двумя заметными минимумами магнитной восприимчивости S4 и S5. Этот стратиграфический уровень включает нормальный интервал в колонке PS72/396-5, идентифицированный как экскурс Халава в интерпретации 1, который альтернативно может быть интерпретирован как отмечающий кровлю Гаусса. Большинство точек измерения ниже предполагаемой границы M-G (R4/N5) имеют нормальную полярность, что дает уверенность в том, что основание колонки PS72/410-3 было отложено в хроне Гаусс. По-видимому, это справедливо и для соответствующей части колонки PS72/396-5 (N5/R5/N6/R6/N7/R7(/N8)), в то время как однозначная интерпретация более глубоких интервалов в колонке PS72/396-5 остаётся затруднительной, особенно если учесть, что часть из ChRM наклонений возвращаются в нормальную полярность. В любом случае обе интерпретации предполагают, что отложение осадков, вскрытых в обеих колонках, началось не позднее, чем в начале хрона Гаусса.

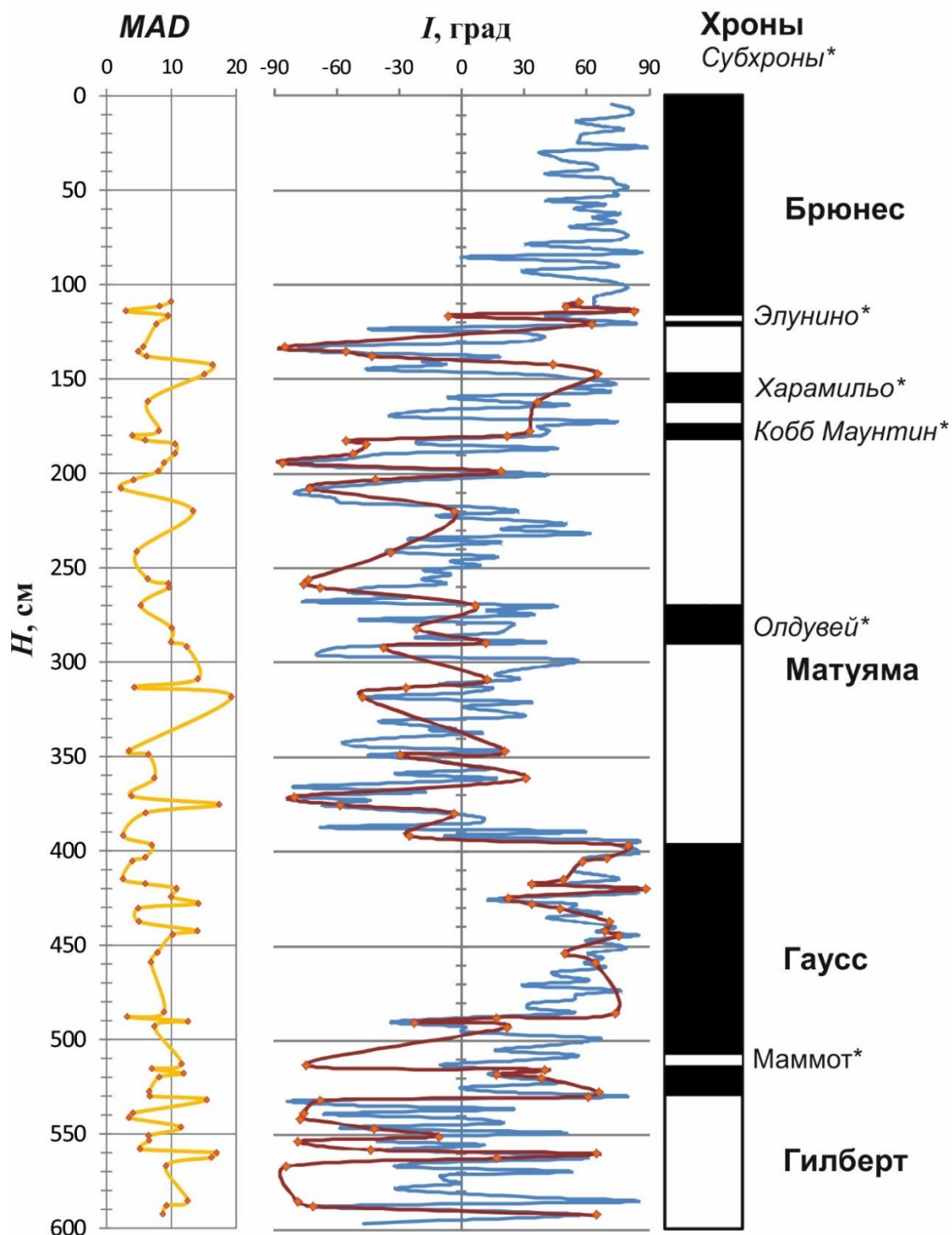
Как видно из литологии, обе колонки различаются по скорости осадконакопления в хроне Матуяма (0,773 – 2,595 млн. лет): в колонке PS72/410-5 все литологические подразделения постепенно смещаются на большую глубину по сравнению с колонкой PS72/396-5. Несмотря на то, что колонка 396, по-видимому, не фиксирует субхрон Каена (R5 в интерпретации 1), стратиграфическое положение субхрона Маммот (R6 в интерпретации 1) всё же может коррелировать с залегающей ниже кровлей «тёмно-красно-коричневых», «тёмно-коричневых» слоёв в обеих колонках.

Ниже 561 см колонка PS72/396-5 часто меняет полярность. Некоторые такие эпизоды относительно хорошо определяются низким MAD, в то время как другие демонстрируют несколько компонент перекрывающихся коэрцитивных спектров, где ChRM трудно определить. Однако с некой долей вероятности можно утверждать, что субхрон C2Ar (3,596–4,187 млн. лет) может быть зафиксирован в нижней части колонки PS72/396-5. Как упоминалось в разделе результатов, выделение стабильного сигнала усложняется с глубиной, что выражается и в литологии. Эта нестабильная картина может быть индикатором важного изменения в условиях среды и условиях осадконакопления. Отсутствующие или плохо зарегистрированные магнитозоны могут быть связаны с непостоянным осадконакоплением в условиях высоких широт и стратиграфическими разрезами, в которых могут быть перерывы значительной продолжительности [208]. Например, стратиграфические данные предполагают диапазон возраста первого открытия Берингова пролива между 4,8–5,5 млн лет и 3,1–4,1 млн лет, т. е. близко к границе Гаусс-Гилберт [133], что могло оказать серьезное влияние на региональное осадконакопление. Тем не менее, верхние магнитостратиграфические подразделения соответствуют чередованиям, обозначенным на литологической схеме, в частности, граница Брюнес-Матуяма проходит по одному и тому же коричневому слою в обеих колонках.

Корреляция колонки KD12-03-10с с магнитохронологической шкалой в соответствии с опубликованными палеомагнитными шкалами представлена на Рисунке 54 [75]. На итоговой кривой наклонений ChRM интервалы прямых и обратных полярностей по всей длине колонки прослеживаются более чётко. Стабильные высокие положительные наклонения в верхней части колонки можно отнести к сохранённому в осадках прямому направлению магнитного поля Земли, т.е. хрону прямой

полярности Брюнес, тем самым далее рассматривая кривую наклонений в совокупности в качестве сигнала на изменения полярности. На глубине 123,5 см прослеживается граница перехода между хроном Брюнес и хроном обратной полярности Матуяма. Начиная с глубины 394 см, положительные наклонения ChRM держатся вплоть до 513 см, где претерпевают короткий сдвиг в отрицательную область, после чего восстанавливаются обратно в положительную. На глубине 531 см вновь происходит переход в область отрицательных наклонений, которые преобладают уже до конца исследованной колонки. Таким образом, следующая граница смены полярности Матуяма–Гаусс определена на глубине 394,5 см, а уровень 531 см рассматривается как граница перехода между хронами Гаусс и Гилберт.

Снижение величин намагниченности в зонах обратной полярности по сравнению с зонами прямой полярности говорит о сильном влиянии вязкой намагниченности. Синхронные пики величин естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости, наблюдаемые в большинстве случаев рядом с обозначенными границами смены полярности, можно рассматривать как дополнительные параметры для временной привязки и интерпретировать как возможный индикатор перемены в условиях осадконакопления [20]. С другой стороны, присутствие низких наклонений ChRM, не характерных для столь высоких широт, и трудности в выделении стабильной компоненты в некоторых образцах могут свидетельствовать о наличии вторичных процессов, происходящих в осадках, возможность влияния которых на общую картину намагниченности уже отмечалась для морских осадков разных районов Северного Ледовитого океана.



Оранжевым цветом и маркерами обозначаются наклонения характеристической компоненты остаточной намагниченности ChRM, синим – наклонения.

Рисунок 54. Палеомагнитная корреляция донных осадков в колонке KD12-03-10с.

Характерные для осадков Северного Ледовитого океана (доломитизированные) розовато-белые прослой [51] были определены в колонках с поднятия Менделеева. В колонке PS72/396-5 один из них по

литологическому описанию находится на глубине 63-66 см (PW2, подошва стандартного литологического подразделения М), а второй на глубине 128-133 (PW1, подошва стандартного литологического подразделения J), переходящий из белого горизонта на 129-130 см [198] хорошо коррелируют с прослоями с высоким содержанием доломитов колонки KD12-03-10с, установленными там на глубине 70–80 см, 160–165 и 175–185 (пики 3 и 5, соответственно, в [23]). При этом граница смены полярности хронов Брюнес-Матуяма в этих двух колонках находятся на 100 и 123,5 см, соответственно, как раз залегающая на 30-40 см выше этих прослоев.

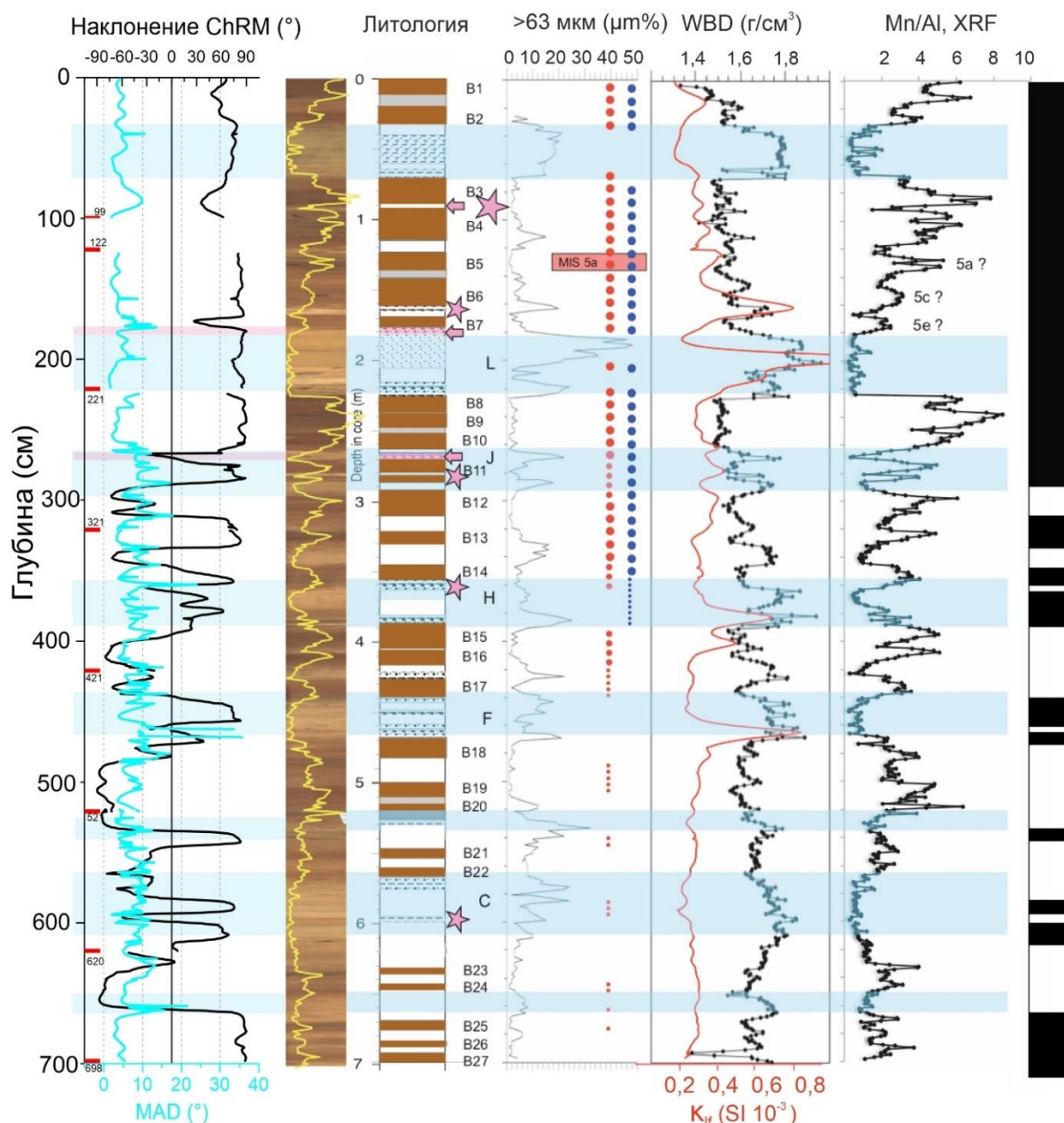
В целом, стоит отметить хорошую сходимость в интерпретациях палеомагнитных результатов колонки KD12-03-10с с колонками PS72/396-5 и PS/410-3, которые проводилась в какой-то степени независимо. Авторка данной работы опубликовала данные по колонке KD12-03-10с в 2013-2014 гг. [75; 73] также и в соавторстве с научным руководителем Алексеем Лазаревичем Пискаревыми и данными по коллекции колонок 2000 г. (АФ-00) [21]. Работа по колонкам PS72/396-5 и PS72/410-3 велась в составе расширенного международного и мультидисциплинарного коллектива ученых [72], при этом метод опробования колонок, их хранения и транспортировки и отбора и хранения образцов, а также процедур размагничивания, вызывают намного меньше вопросов в том числе и потому, что все эти факторы были учтены для исключения их влияния на первичную остаточную намагниченность осадка, исходя из предыдущего опыта и критики при представлении палеомагнитных результатов по колонкам KD12-03-10с и АФ-00. При этом субхроны, такие как Халава и Олдувэй, а также Маммот были выделены во всех трёх колонках на коррелирующих между собой глубинах.

Колонка PS87/023-1, извлечённая на «гренландско-канадской стороне» хребта Ломоносова и, таким образом, находящаяся под влиянием преимущественно системы круговорота Бофорта, в основном состоит из

коричневой или тёмно-коричневой и бежевой алевроитовой глины с несколькими более песчаными интервалами. Эти интервалы обычно коррелируют с повышенными значениями объемной плотности во влажном состоянии (WBD) (Рисунок 55). Несколько горизонтов с розовыми/бледными слоями и/или линзами встречаются в колонке PS87/023-1 на глубинах 92–93, 177–179 и 260–270 см. Эти горизонты характеризуются обломочно-карбонатными включениями, как определено на смер-слайдах, что свидетельствует о поступлении обломочных отложений из канадской Арктики через систему круговорота Бофорта [51; 197, 198].

Согласно [194] в колонке PS87/023-1 наличие «коричневых» слоев, песчаных интервалов (стандартные арктические литологические подразделения L, J, H, F и C [51]) и «розовых» прослоев, богатых обломочными карбонатами, по-видимому, очень похоже на те особенности, которые были обнаружены в колонках с поднятия Менделеева [197, 198]. Как правило, темно-коричневые слои от B1–B27 характеризуются минимумами объемной плотности во влажном состоянии и максимумами содержания Mn.

Опираясь в том числе на радиоизотопные данные по средним скоростям осадконакопления на хребте Ломоносова, упомянутые в разделе выше, глубина 288 см в колонке PS87/023-1 может расцениваться как граница смены полярности между хроном Брюнес и хроном Матуяма. Этой границе предшествует краткий экскурс обратной полярности на глубине 266 см, при этом совпадающий с «розоватым» прослоем.



Слева направо: магнитное наклонение, данные линейного сканирования (кривая Mn/Al выделена желтым цветом), упрощенное литологическое описание: алевритистые глинистые горизонты от коричневого до темно-коричневого цвета, B1-B27; песчаные интервалы; осадки и линзы розового цвета обозначены розовыми стрелками. Розовые звездочки обозначают пики обломочных карбонатов. Наличие песчаных интервалов выделено голубыми полосами. Стандартные арктические литологические подразделения обозначены L, J, H, F и C согласно Clark et al. [51]. Далее - содержание крупнозернистого материала и встречаемость планктонных фораминифер (красные кружки) и известково-бентосных фораминифер (синие кружки), объёмная плотность во влажном состоянии (WBD), магнитная восприимчивость и предварительные данные Mn/Al по результатам рентгеновской люминесценции.

Рисунок 55. Результаты палеомагнитных исследований, упрощенная литологическая схема по Stein [194] и магнитостратиграфическая корреляция по колонке PS87/023-1.

Интервал ниже глубины 288 см, где наклонение остаётся преимущественно отрицательным до конца колонки (60% измерений), и интенсивность намагниченности заметно снижается по сравнению с верхней частью, интерпретируется как осаждавшийся в хроне Матуяма. Далее, двигаясь вниз по колонке встречается ряд положительных эпизодов в следующих интервалах: 311–334 см, 349–393 см, 439–473 см, 535–545,5 и 583–615,5 см, некоторые из них прерываются единичными отрицательными, пока на глубине 660 см не фиксируется переход в положительные наклонения вплоть до конца колонки. Последний, уверенно подтверждающийся размагничиванием переменным полем, весьма вероятно, фиксирует событие прямой полярности, тогда как выделение предшествующих эпизодов, к тому же попадающих в интервалы, обогащённые песчаным материалом, не так однозначно. С одной стороны, наличие крупнозернистого материала в таких интервалах разной степени сортировки могло внести искажение в картину намагниченности; часто эти интервалы характеризуются высокими значениями MAD и меньшим количеством шагов PCA, использованных для расчета ChRM, и, тем самым, довольно сильным разбросом направлений вектора остаточной намагниченности в ходе ступенчатого размагничивания. С другой стороны, учитывая довольно большое количество событий прямой полярности в хроне Матуяма (см. Рисунок 52), включая субхроны и экскурсы, а также беря во внимание предполагаемые более высокие скорости осадконакопления, которые должны давать более высокое разрешение палеомагнитной записи, часть положительных эпизодов может являться фиксацией таких событий изменения геомагнитной полярности. В-третьих, нельзя не отметить «проседание» и уход наклонения там, где наблюдаются розовато-белые прослои, а ниже по колонке — пики обломочных карбонатов. Последние совпадают с краткими уходами наклонений в

отрицательные значения в 30–40 см интервалах преимущественно положительных, например, на глубине 362 и 596 см.

Тем не менее, если учитывать средние скорости осадконакопления в районе полученные по радиоизотопным данным (3–4 мм/тыс. лет), переход от отрицательных к положительным наклонениям на 660 см скорее стоит отнести к субхрону Олдувэй. При этом сохраняется, хотя и сдвигается несколько глубже, корреляция по стандартным арктическим литологическими подразделениями с колонками PS72 с поднятия Менделеева. В последних граница Брюнес-Матуяма попадает внутрь литологического подразделения К, а хрон Олдувэй находится в районе и ниже подразделения С. В колонке PS87/023-1 граница Брюнес-Матуяма приходится на подразделение J, следующий за подразделением К, а субхрон Олдувэй находится на 50 см ниже подразделения С. И хотя литостратиграфическую корреляцию между осадками с поднятия Менделеева и хребта Ломоносова проводить не всегда целесообразно [187], такая согласованность может косвенно подтверждать правильность выделения и интерпретации магнитозон в PS87/023-1.

Колонка PS87/074-3 показывает длинный интервал стабильных наклонений, начиная до глубины 266 см, имея небольшой, но хорошо очерченный интервал отрицательных наклонений на глубине 86–105 см (Рисунок 32). Ниже 266 см наклонения переходят в отрицательную часть, часто перемежаясь с короткими положительными интервалами и сохраняя такую тенденцию до подошвы колонки. В целом, при анализе палеомагнитных параметров (низкая коэрцитивность, перемагничивание NRM) по этой колонке создается впечатление, что скорее всего осадки здесь подвержены геохимическим изменениям в большей степени, чем на остальных станциях. Соответственно, выделение хронов и субхронов здесь может быть скорее приблизительным на основании линейных средних скоростей осадконакопления, полученных для интервала хрона Брюнес.

Отрицательный интервал в хроне Брюнес, если и отражает реальный экскурс, что вполне вероятно, учитывая не самое низкое палеомагнитное качество данных в этом интервале, привязать к какому-то конкретному экскурсу затруднительно.

Таблица 5 подробно описывает все выделенные магнитозоны, их корреляцию с геомагнитной шкалой полярности и линейные средние скорости осадконакопления, рассчитанные для каждой выделенной магнитозоны.

На Рисунке 56 представлена магнитостратиграфическая корреляция между колонками PS87/023-1, PS87/074-3 и PS72/396-5. Кроме границы Брюнес-Матуяма, глубина которой увеличивается от поднятия Менделеева к хребту Ломоносова, также наиболее выраженный субхрон прямой полярности в хроне Матуяма — Олдувэй, вероятно, прослеживается во всех колонках, по которым были проведены палеомагнитные исследования. Кроме того, на рисунке проведена корреляция по интервалу положительных наклонений между колонкой с хребта Ломоносова (440–470 см) и поднятия Менделеева (200–210 см), дополнительно учитывая пики магнитной восприимчивости на этих глубинах и нахождение этого интервала в стандартном арктическом литологическом подразделении F для обеих колонок (Рисунок 53 и Рисунок 55). По колонке PS87/074 эта корреляция проведена с меньшей уверенностью. Также на хребте Ломоносова и на поднятии Менделеева имеется интервал положительных наклонений, сопровождаемый пиками магнитной восприимчивости на 440–470 см и 200–210 см н, соответственно. Этот интервал относится к стандартному арктическому литологическому подразделению F в обеих колонках PS87/023-1 и PS72/396-5, которое было выделено в [194] и [198] (Рисунок 53 и Рисунок 55). Эта литологическая граница также была включена в схему, хорошо согласуясь с установленными палеомагнитными реперными горизонтами.

Таблица 5. Палеомагнитная интерпретация: нормальная и обратная, основанные на наклонении характеристической остаточной намагниченности (ChRM) в соответствии с геомагнитной полярностью по Ogg [154], и соответствующая им глубина и линейные средние скорости осадконакопления (ЛСО)

(Суб)хрон			Магнитозона	PS72/396-5			PS72/410-3			KD12-03-10с			PS87/074-3			PS87/023-1		
Начало млн лет	Окон- чание млн лет	Наименова- ние		верх см	низ см	ЛСО см/тыс. лет	верх см	низ см	ЛСО см/тыс. лет	верх см	низ см	ЛСО см/тыс. лет	верх см	низ см	ЛСО см/тыс. лет	верх см	низ см	ЛСО см/тыс. лет
0,000	0,773	C1n Брюнес	N1	0	103	0,13	0	134	0,17	0	123,5	0,16	0	276	0,35	0	288	0,37
0,773	0,990	C1r,1r Матуяма	R1	103	110,5	0,03	134	161	0,12	123,5	140	0,08	276			288		
0,990	1,070	C1r,1n Харамильо	N2	110,5	116	0,07	161	171	0,13	140	164	0,30						
1,070	1,180	C1r,2r Матуяма	R2	116			171			164	171	0,06						
1,180	1,215	C1r,2n Кобб Маунтин	?	"-"	"-"		"-"	"-"		171	181	0,29						
1,215	1,770	C1r,3r Матуяма	R2		256	0,20		347	0,25	181	270	0,16		496	0,22		667	3,8
1,770	1,925	C2n Олдувэй	N3	256	284,5	0,18	347	403	0,36	270	292	0,14	496	534	0,25	288	667	
1,925	2,116	C2r,1r Матуяма	R3	284,5	301,5	0,09	403			292			534			667		

Окончание Таблицы 5

2,116	2,140	C2r,1n Фени	N4	301,5	308	0,27	"-"	"-"										
2,140	2,445	C2r,2r Матуяма	R4	308	350	0,14												
2,445	2,445	Халава C2r,2r-1*	Экс- курс, <i>Крипто- хрон</i> *	350	356,5	"-"	"-"	"-"			292							
2,445	2,595	C2r,2r Матуяма	R4	356,5	373	0,11		586	0,27	292	394,5	0,15						
2,595	3,032	C2An,1n Гаусс	N5	373			586	647	0,14	394,5								
3,032	3,116	C2An,1r Каена	R5	"-"	"-"		647	658	0,13									
3,116	3,207	C2An,2n Гаусс	N6		485,5	0,18	658	700	0,46		511	0,19						
3,207	3,330	C2An,2r Маммот	R6	485,5	493	0,06	700	729	0,24	511	514	0,02						
3,330	3,596	C2An,3n Гаусс	N7	493	561	0,26				514	531	0,53						
3,596	4,187	C2Ar Гилберт	R7	561		0,13				531								

(* [42])

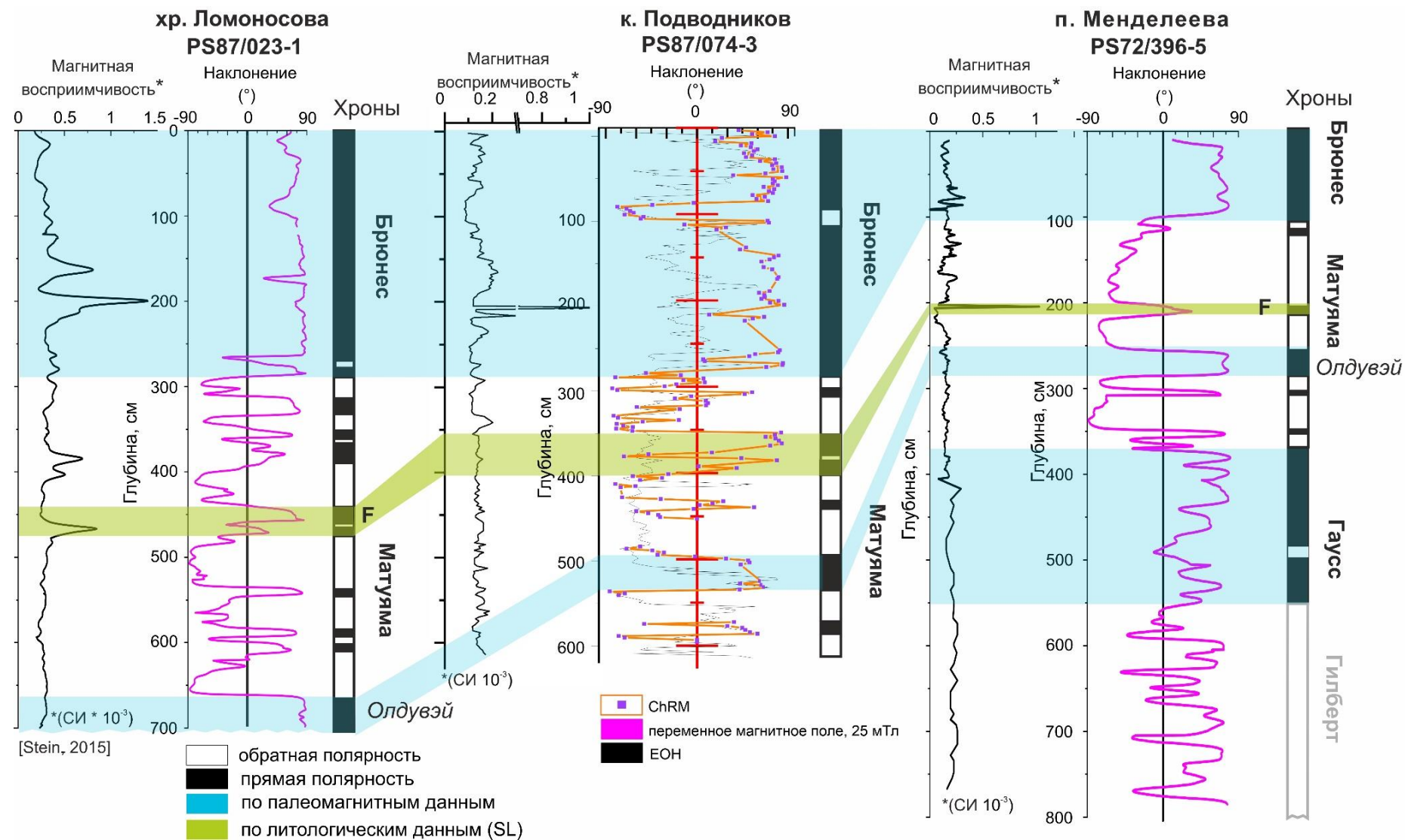


Рисунок 56. Магнитостратиграфия по колонкам PS87/023-1, PS87/074-3 и PS72/396-5

4.3. Средние скорости осадконакопления области Центрально-Арктических поднятий

Согласно полученным палеомагнитным данным и построенной по ним магнитостратиграфии и дальнейшим расчётам, средние скорости осадконакопления в районе поднятия Менделеева не превышают нескольких мм в тыс. лет вплоть до начала плиоцена, возрастая по направлению к хребту Ломоносова. Для колонок PS72/396 и PS72/410 тщательный анализ их магнитных свойств показывает, что зарегистрированные интервалы обратной полярности являются устойчивыми особенностями и, по-видимому, почти не подвержены постседиментационным диагенетическим процессам. Кажется маловероятным, что такая повторяющаяся картина чередования положительно и отрицательно намагниченных интервалов, как в этих двух колонках, которые были извлечены при разных условиях осадконакопления (например, колонка PS72/396-5 на глубине моря 2777 м; колонка PS72/410-3 — с глубины 1847 м), выявленных до этого в восьми колонках из того же района (семь колонок АФ-00 и колонка KD12-03-10с), сформировались только в результате (последовательных) геохимических изменений. И хотя в Северном Ледовитом океане качество палеомагнитных данных может различаться от колонки к колонке, вероятно, в результате всё тех же геохимических процессов, что в других районах СЛО, где такие изменения являются важным, если не доминирующим фактором. В отложениях Северного Ледовитого океана интерпретация ChRM для трёх колонок с поднятия Менделеева, представленных в этом исследовании, показала чрезвычайно чётко определённые палеомагнитные границы. Другим важным аспектом надёжности этой палеомагнитной интерпретации является независимое определение возраста колонки PS72/396-5 путем анализа данных об избытке ^{230}Th [82; 72]. Полученная в результате

хронологическая кривая однозначно поддерживает хроностратиграфию по данным ^{230}Th . Учитывая вышесказанное, было бы правомерным провести дополнительный анализ опубликованных палеомагнитных данных по ряду других колонок, отобранных в районе поднятия Менделеева и прилегающей к нему котловине Подводников, которые были уже упомянуты в разделе 1.4.

Для колонки PS72/340-5 (Рисунок 11) характерные для осадков Северного Ледовитого океана (доломитизированные) розовато-белые прослои [51] были определены на глубине 513 см (PW2) и 771–787 (PW1, под вопросом) [198]. При этом кривые наклонов этих колонок из района поднятия Менделеева показывают похожую картину как относительно положения этих прослоев (станции отбора см. Рисунок 4), так и результатов палеомагнитных исследований. В PS72/396-5 отрицательные наклоны появляются уже на глубине 1-го метра, имея небольшой эпизод положительных наклонов на глубине 110 см, после которого преимущественно отрицательные наклоны сохраняются вплоть до 4 м. PS72/340-5 уходит в отрицательные наклоны только в районе 7 м, при этом эпизод положительных наклонов находится чуть выше PW1, аналогично колонке PS72/396-5. Таким образом, вероятно, граница Брюнес-Матуйма в колонке PS72/340-5 проходит на уровне 7 м, тем самым определяя среднюю скорость осадконакопления в районе 9 мм в тыс. лет. Это находится в хорошем согласии с общей тенденцией увеличения скорости осадконакопления по мере приближения к шельфовой области.

Палеомагнитные измерения по колонке ARC-BN05 были проведены с большим количеством шагов намагничивания, и хотя из работы не ясно, наклоны именно какого вида остаточной намагниченности приведены на Рисунке 12 (естественной или характеристической), из описания методики (см. раздел 1.4) можно прийти к выводу о надлежащем качестве проведённых палеомагнитных измерений. В колонке PS72/396-5 отрицательные наклоны появляются уже на глубине 100 см, имея

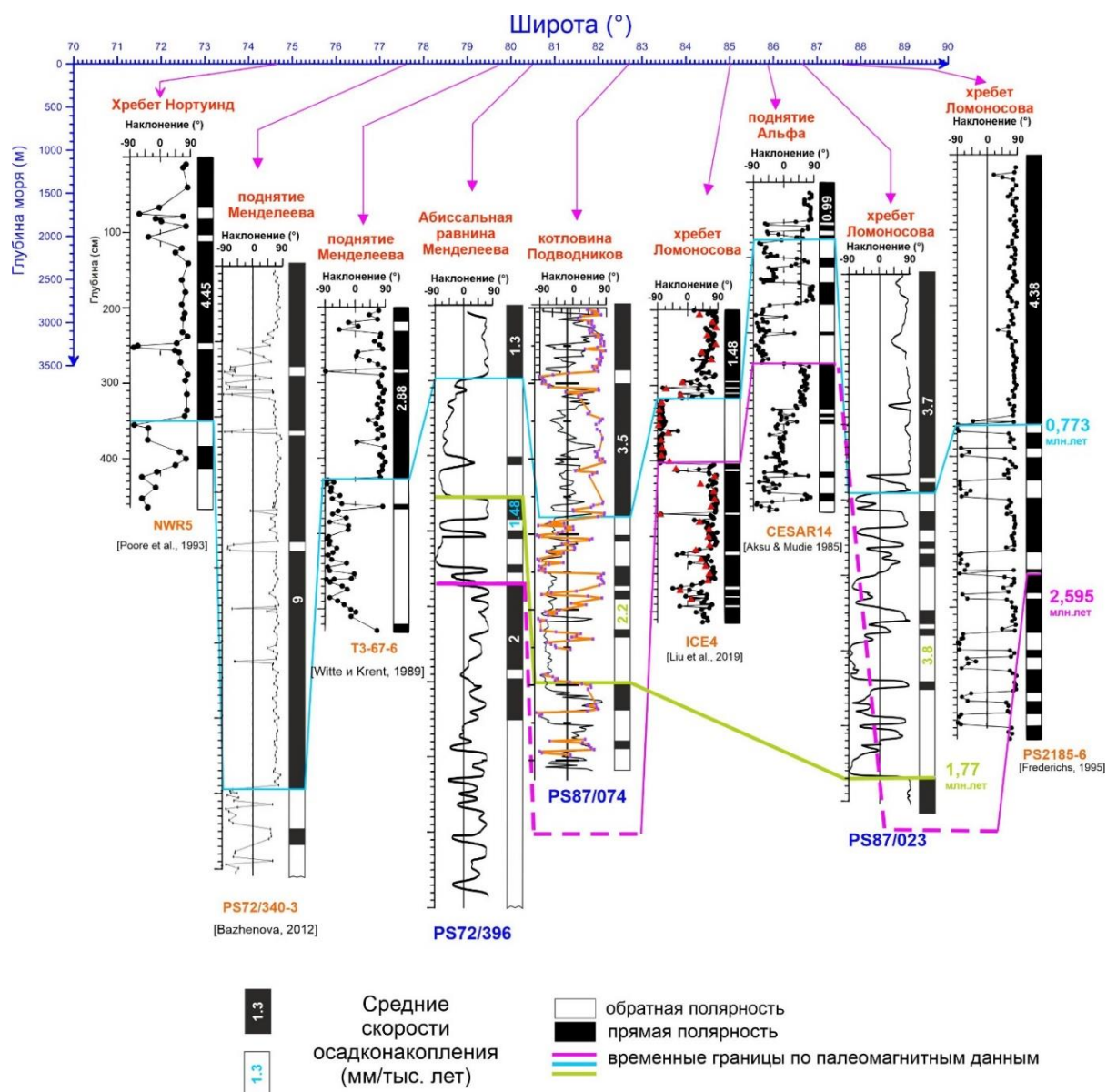
небольшой эпизод положительных наклонений на глубине 110 см, после которого преимущественно отрицательные наклонения сохраняются вплоть до 4 м. Беря во внимания то, что колонки ARC-BN05 и PS72/396-5 расположены относительно близко друг к другу (см. врезку, Рисунок 4, в), в пределах одной подводной возвышенности, глубину резкого изменения наклонений в колонке ARC-BN05 можно интерпретировать как границу смены полярности. При этом характерные розовато-белые горизонты (P)W1, глубина около 145–155 см — колонка ARC-BN05, глубина 120–128 см — колонка PS72/396-5 (Рисунок 12 и Рисунок 53), тоже хорошо коррелируют, повторяя разницу в глубине для установленных магнитостратиграфических реперов. Тем самым, средняя скорость осадконакопления, рассчитанная по колонке ARC-BN05, будет составлять 1,53 мм в тысячу лет для хрона Брюнес (до 0,773 млн. лет).

Далее, при анализе представленных данных по колонкам ARC5-ICE6, ARC5-MA01 и ARC7-E26 (Рисунок 4) видно, что, например, колонка ARC5-MA01 демонстрирует преимущественно отрицательные наклонения после глубины в 225 см, характерные для колонок данного района поднятия Менделеева. То же самое можно сказать и о колонке ARC5-ICE6, отобранной в котловине Подводников, которая имеет более сложное поведение перекрывающихся намагниченностей, которое было отмечено и для колонки PS87/074-3 из того же района. Таким образом, если интерпретировать резкий переход от положительных к отрицательным наклонениям как глубину, отвечающую границе смены хронов полярности Брюнес-Матуяма, средние скорости осадконакопления по колонкам ARC5-ICE6, ARC5-MA01 и ARC7-E26 будут 4,2, 2,1 и 2,9 мм/тыс. лет за период 0,733 млн. лет соответственно.

Основываясь на магнитостратиграфических построениях по изученным колонкам и другим опубликованным данным палеомагнитных исследований, была построена схема корреляции временных границ

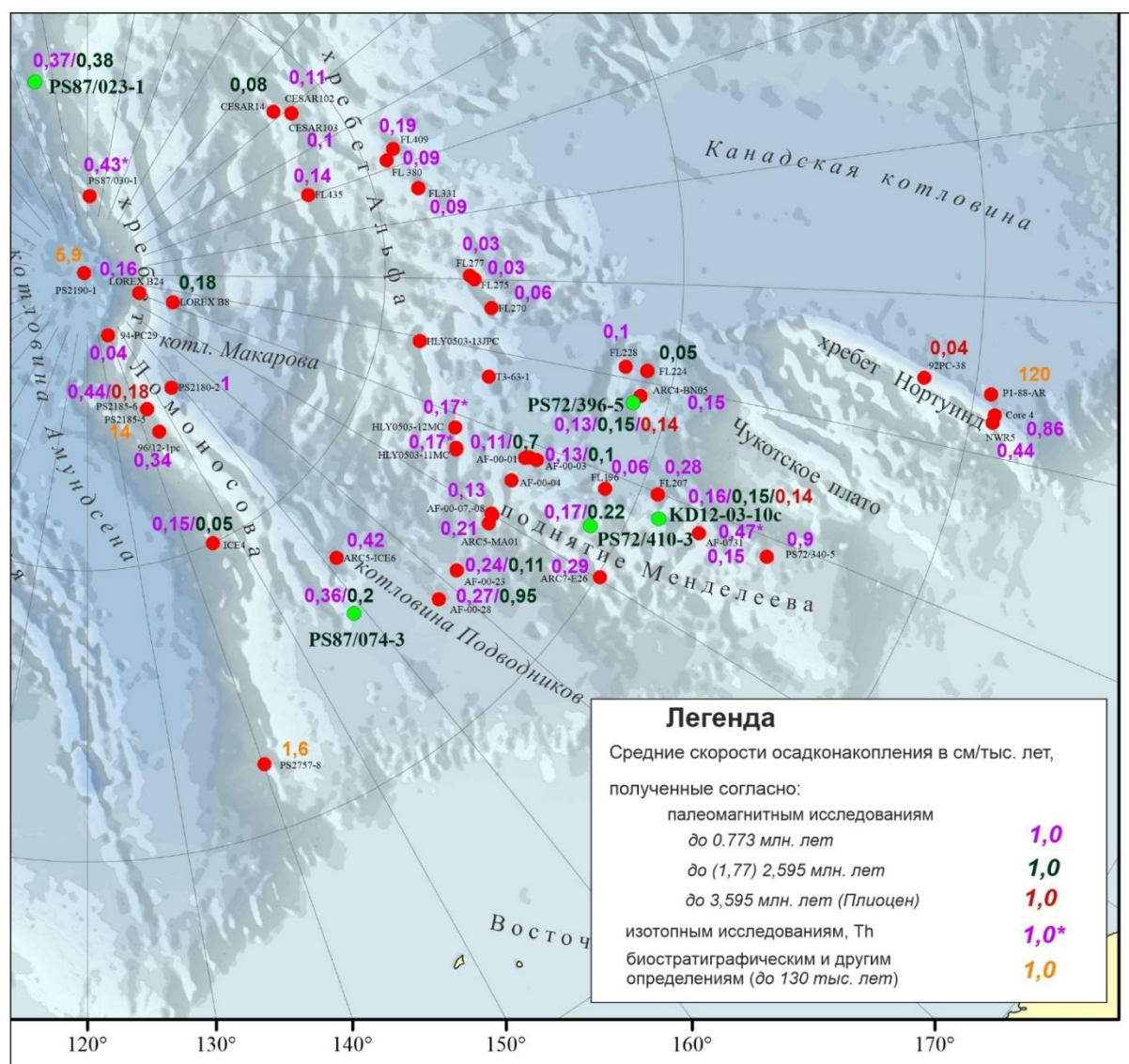
плиоцен-четвертичных отложений (Рисунок 58) по некоторым упомянутым выше колонкам и по колонкам из других литературных источников [175; 219; 30; 80]. По колонке PS2185-6 граница смены полярности Матуяма/Гаусс была сдвинута глубже, чем опубликовано в работе [80] (Рисунок 6) по аналогии с более явно прослеживающимися границами положительных интервалов в хроне Матуяма в колонке PS87/023. Тем не менее при составлении средней скорости осадконакопления за плиоцен-четвертичный период через область Центрально-Арктических поднятий были использованы опубликованные данные по средним скоростям накопления по этой колонке из Backman et al. [34] по границе Гаусс-Гилберт [192].

На Рисунке 58 приведены рассчитанные средние скорости осадконакопления по изученным колонкам (Таблица 5). При расчете средних скоростей осадконакопления также использовались палеомагнитные данные по средним скоростям осадконакопления ряда других авторов [например, 51; 34; 128], а также интерпретация результатов палеомагнитных исследований, приведенных в публикациях [например, 220; 66] и изотопные данные [например, 91; 100]. Карта-схема построена на основе грида IBCAO, v. 3.0 [110]. Колонки донных осадков и средние скорости осадконакопления по ним представлены в Таблице в Приложении. Для колонок, по которым была произведена дополнительная интерпретация, в графе «возрастная привязка» стоит пометка «анализ опубликованных данных». При этом надо отметить, что средние скорости осадконакопления, полученные по биостратиграфическим определениям, где не хватает других данных, охватывают в основном только голоценовое время (на Рисунке 58 выделены оранжевым цветом).



Модифицировано по Liu et al. [2019]

Рисунок 57. Схема корреляции временных границ плиоцен-четвертичных отложений через область ЦАП по палеомагнитным данным



Зелеными кружками обозначены колонки, исследованные в данной работе, красным — все остальные.

Рисунок 58. Карта-схема средних скоростей осадконакопления в области Центрально-Арктических поднятий

Возвращаясь к влиянию геохимических изменений на первоначальную картину намагниченности [217; 223], насколько распространён этот эффект, пока неясно. Xuan et al. [222] резюмировали, что геохимические отпечатки исходной геомагнитной записи могут присутствовать в разной степени в разных частях Арктического бассейна.

С одной стороны, в отличие от этих предыдущих исследований, тщательный анализ палеомагнитных и магнитных параметров горных пород, а также измерения температурных зависимостей доказывают, что

зарегистрированные картины полярности в колонках PS72/396 и PS72/410 являются устойчивыми особенностями и не подвержены постседиментационным диагенетическим эффектам. Это говорит о том, что эти эффекты сильно зависят от условий осадконакопления на конкретном участке, а не от условий, действующих во всем Северном Ледовитом океане. С другой стороны, для колонок PS87/023-1 и PS87/074-3 рок-магнитные исследования на данном этапе проведены не были. Колонка PS87/023-1, отобранная в пригренландской части хребта Ломоносова, по палеомагнитным параметрам представляется в сравнении с теми же колонками PS2186-5 и 96/12-1pc, отобранными из центральной части хребта, более стабильной и с меньшим количеством чередований положительных и отрицательных наклонений (Рисунок 6, Рисунок 7, Рисунок 57). При этом имеются радиоизотопные данные по расположенной в относительной близости колонке PS87/030-1 [100], свидетельствующие в пользу низких скоростей осадконакопления, а, значит, и проведённой палеомагнитной корреляции по колонке PS87/023-1. При этом колонка PS87/074-3, отобранная в присибирской части СЛО, показывает похожую картину часто чередующихся наклонений, которая была отмечена и для некоторых участков в районе поднятия Менделеева, и в районе хребта Ломоносова, которым присущи признаки CRM. Кроме того, нельзя не принимать во внимание тот факт, что осадконакопление не всегда является непрерывным процессом во многих обстановках, и в стратиграфическом разрезе могут быть перерывы значительной продолжительности [208]. Поэтому не каждое геомагнитное событие, установленное в шкале геомагнитной полярности, может быть определено во всей его длительности или прослежено в изучаемом палеомагнитной последовательности вообще. Именно для хребта Ломоносова уже отмечалось, возможное нарушение единообразия стратиграфической картины, связанное с процессами эрозии [108].

В основе любого расчёта скорости осадконакопления по колонкам донных осадков лежит допущение об отсутствии стратиграфических пробелов в толщах, подобных тем, которые наблюдались на мелководном хребте Нортунд в плиоцене [65]. Однако есть свидетельства того, что в колонке PS72/396-5 в верхней части субхрона Олдувэй присутствует уплотнённый интервал/перерыв. Поскольку скорости осадконакопления рассчитываются здесь для относительно больших интервалов времени, охватывающих как ледниковые, доледниковые, так и межледниковые отложения, скорости для более коротких периодов времени могут фактически различаться на порядок. Обширный морской ледяной покров и образование шельфовых ледников могут приводить к сильно уплотнённым толщам во время ледниковых периодов [например, 173; 108; 221], в то время как скорость осадконакопления может значительно увеличиваться во время дегляциации. Более того, отбор колонки при помощи гравитационной трубки приводит к сжатию отложений в верхней части колонки, а поршневая трубка может вызывать некоторое расширение осадочных толщ.

В зависимости от применяемого стратиграфического метода были опубликованы противоречивые возрастные модели для колонок из района хребта Менделеева, подчёркивающие сложность хроностратиграфии (в частности, и для колонки KD12-03-10с [20; 23]) Северного Ледовитого океана при отсутствии чётко определённых стратиграфических связующих точек. Комбинация радиометрического и биостратиграфического возрастов иллюстрирует систематические расхождения между быстрой (биостратиграфической) и медленной (радиометрической) моделями возраста осадконакопления. *Emiliana huxleyi* встречается в отложениях, близких к возрасту исчезновения $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ или даже старше его (около 300–500 тыс. лет назад, в зависимости от условий и методов) в колонках PS2185-6, PS51/038-4, AF 00-02 и MA01. [191; 91; 84; 221]. Эти возрасты неизменно старше, чем предлагаемая дата первого появления *E. huxleyi* в Северном

Ледовитом океане в MIS 7 [158], и, следовательно, этот вид, вероятно, также появился в Северном Ледовитом океане раньше, чем на глобальном уровне. Таким образом, дальнейшие подробные биостратиграфические исследования, такие как исследования O'Regan et al. [158] в сочетании с радиометрическими методами необходимы для разрешения этих несоответствий.

Средняя линейная скорость осадконакопления в колонках PS72/396-5 и PS72/410-3 для хрона Брюнес составляет $\sim 0,13-0,17$ см/тыс. лет. Экстраполяция этих скоростей осадконакопления вниз по колонке показывает, что миоценовые отложения могут быть обнаружены на относительно небольшой глубине ниже морского дна (около 10-13 м). Самый поздний миоценовый возраст около глубины 15 м в колонке, полученной по модели возраста ^{10}Be колонки HLY0503-9JPC, которая была извлечена вблизи колонки PS72/410-3, подтверждает это предположение [186]. Это дает возможность проверить текущие интерпретации сейсмических горизонтов вдоль разреза на участках отбора колонок, в которых верхняя часть миоцена определена как одно из реперных сейсмических отражений [216].

Результаты палеомагнитной корреляции показывают, что в Амеразийском и Евразийском бассейнах могут иметь место разные режимы осадконакопления. В работе Sellen и др. [187] рассуждают, что установить общую литостратиграфию во всем Северном Ледовитом океане может быть невозможно; стандартная литостратиграфия, разработанная Clark et al. [51] может относиться только к центральной части Амеразийского бассейна, тем самым стандартные литологические подразделения (от А до М) и цвет осадка не повторяются для хребта Ломоносова и не могут быть там обнаружены. Это представляется логичным, так как хребет Альфа и поднятие Менделеева в основном находится под влиянием круговорота Бофорта и в основном получает материал, полученный с

Североамериканского континента, тогда как хребет Ломоносова в основном подвержен влиянию Трансполярного дрейфа, который приносит материал с сибирских шельфов [215; 56]. Тем не менее, колонка PS87/023-1, находясь в пригренландской части хребта Ломоносова, по Stein и др. [194], остаётся в какой-то степени под влиянием круговорота Бофорта, поэтому есть вероятность, что некоторые стандартные литологические подразделения прослеживаются в ней, такие как были выделены для PS72/396-5 и PS72/410-3.

Колебания траектории Трансполярного дрейфа в ответ на арктические колебания также могли повлиять на эти различия в осадконакоплении, поскольку есть свидетельства его перемещения намного ближе к Северной Америке, чем в настоящее время [56]. Осадочный материал Лаврентийского ледникового щита и Инуитского ледникового щита в основном откладывался в Амеразийском бассейне, тогда как в Евразийский бассейн поступает больше наносов с Евразийского ледникового щита [58]. Более высокая скорость осадконакопления в Евразийском бассейне обуславливается большим количеством материала, поступающим на евразийский шельф из некоторых крупнейших рек мира (например, Енисей, Лена и Обь вместе с Печорой, Колымой и Северной Двиной), которые дренируют большую часть Евразийской арктической суши [165].

Таким образом, граница хронов Брюнес-Матуяма для района поднятия Менделеева установлена на уровне первых метров, что соответствует скорости осадконакопления нескольких мм в тысячу лет. Такие же скорости осадконакопления для района поднятия Менделеева установлены на протяжении всего четвертичного периода и вплоть до раннего плейстоцена, возрастая по направлению к хребту Ломоносова.

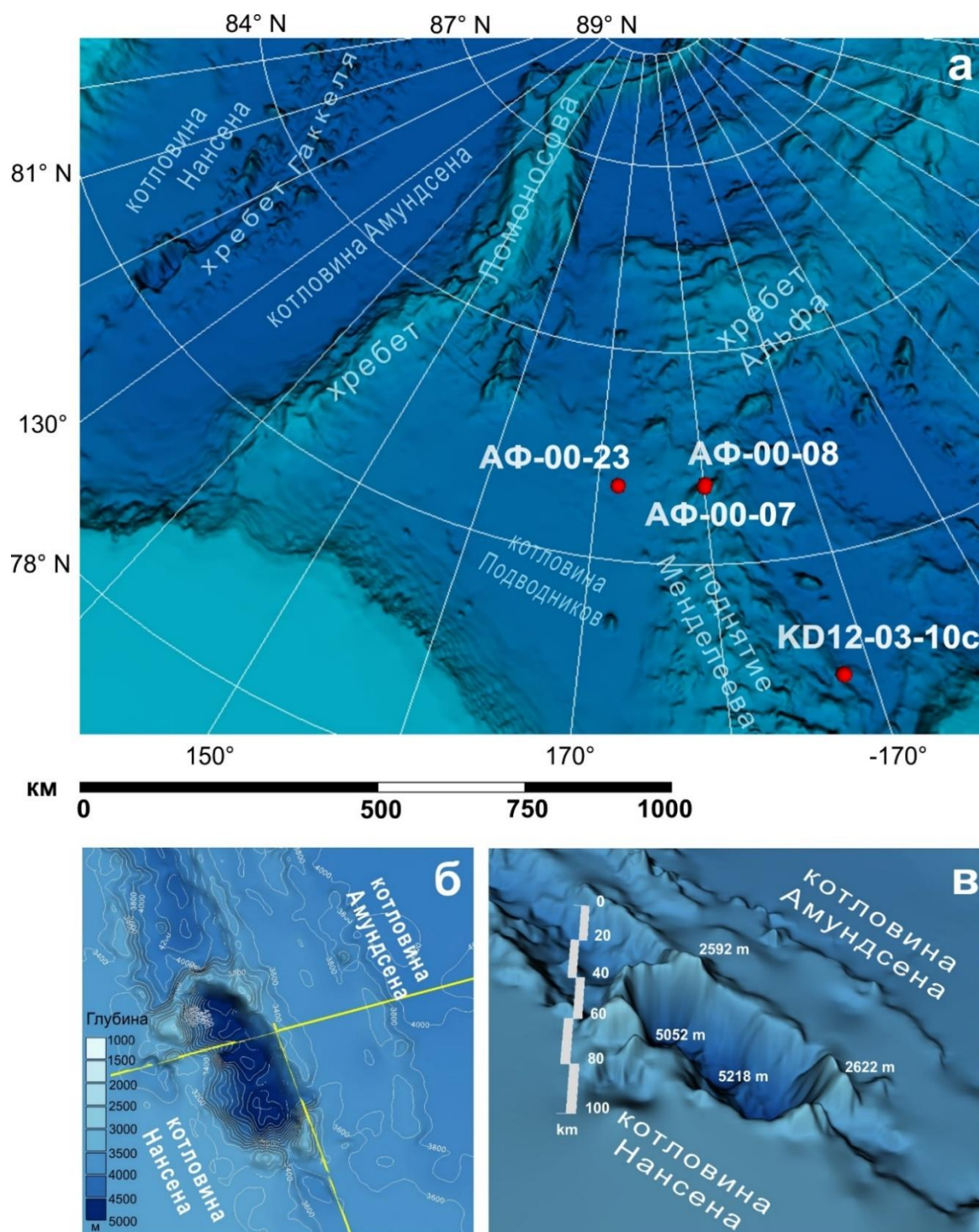
5. АНОМАЛЬНО НАМАГНИЧЕННЫЕ ГОРИЗОНТЫ

В данном разделе будут рассмотрены результаты совместной интерпретации сейсмических и батиметрических исследований вместе с результатами и интерпретацией палеомагнитных данных.

5.1. Определение времени формирования кальдеры на хребте Гаккеля

Выполненные в 2011-2015 гг. в Евразийском бассейне сейсморазведочные работы МОВ предоставили новые материалы для определения этапов эволюции Евразийского бассейна. Важнейшие данные, относящиеся к новейшему этапу тектонической истории бассейна, были получены в 2014 г., когда профилем 2014-05, на котором сейсмические работы МОВ сопровождались многолучевым эхолотированием, была пересечена кальдера, расположенная на оси рифтовой долины хребта Гаккеля. Примерные координаты центра кальдеры — 81°31' с.ш., 120°00' в.д. Подробнее о выполненных геофизических съемках см. [172; 19].

Впервые в явном виде кальдера проявилась на Международной батиметрической карте ИВСаО в первой версии, которая была составлена и представлена Американскому геофизическому союзу в конце 1999, основанная на гриде 2.5 x 2.5 км. Как выглядит кальдера на современной батиметрической карте проиллюстрировано на Рисунке 59.



а — структуры Арктического бассейна, а также станции отбора колонок донных осадков, по данным исследований предположительно содержащие вулканический материал; б — кальдера в рифтовой долине хребта Гаккеля, где желтыми линиями обозначены профили МОВ ОГТ, сопровождаемые многолучевым эхолотированием; в — кальдера и рельеф прилегающего к ней океанического дна. Рельеф приведен по данным IBCAO, v.3.0.

Рисунок 59. Кальдера на современной оси спрединга в восточной части Евразийского бассейна

В 2014 году кальдера была пресечена двумя профилями сейсморазведки МОВ, сопровождавшейся многолучевым эхолотированием в полосе 10 км. Впервые были получены данные о строении дна и бортов кальдеры. Установлено, что современная тектонически активная рифтовая долина — дивергентная граница плит, рассекает дно кальдеры, имея ширину примерно 10 км и глубину до 500 м. На Рисунке 60 видно, как рифтовая долина рассекает дно кальдеры, сформированное по окончании активной фазы извержения и располагающееся в настоящее время на глубине примерно 4800 м.

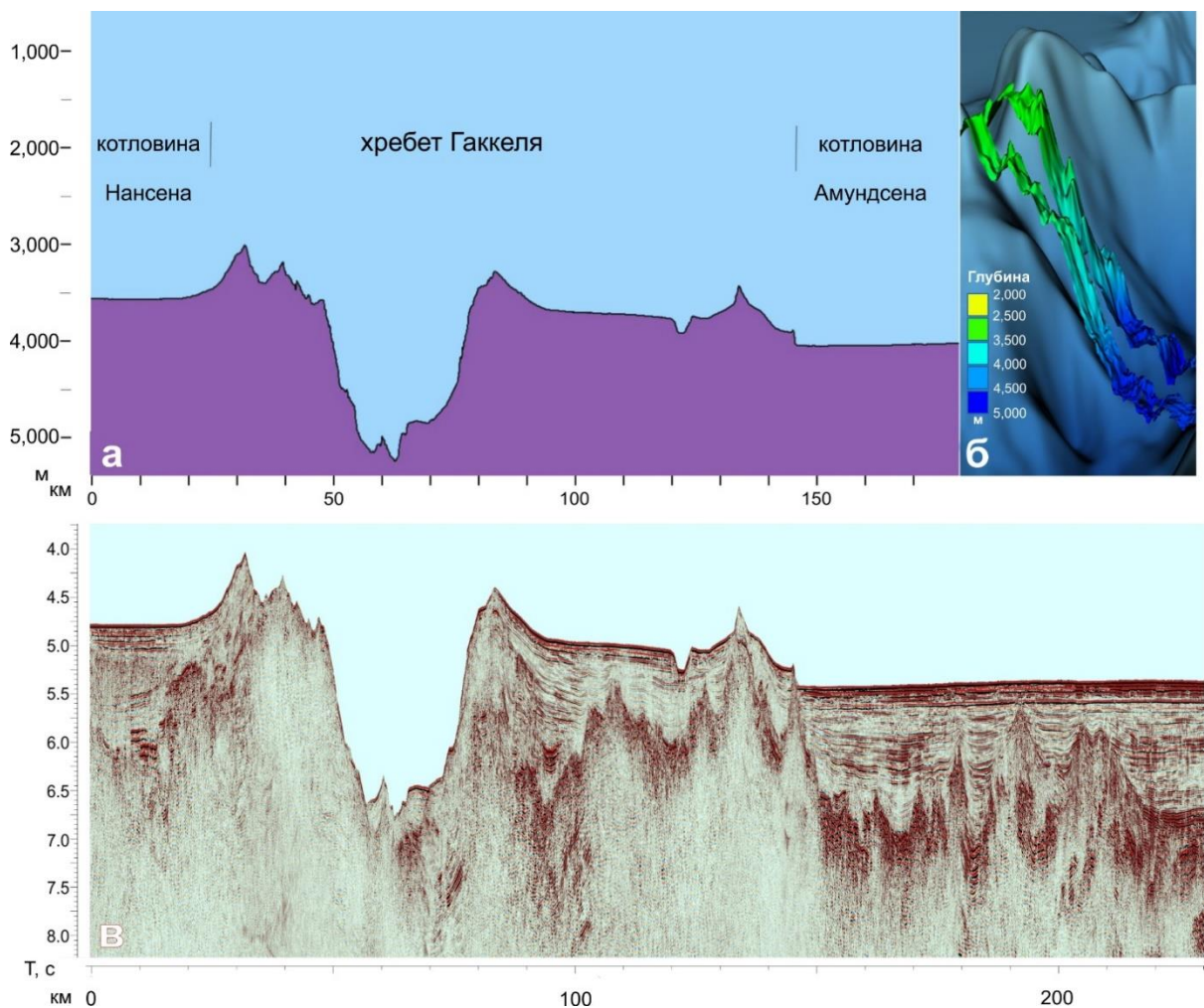


Рисунок 60.а — поперечное сечение кальдеры по данным многолучевого эхолотирования, профиль 2014-05; б — Вид на западный склон кальдеры с наложенным профилями многолучевого эхолотирования на гриде IBСАО v. 3.0 22; в — сейсмический разрез МОВ ОГТ по профилю 2014-05

Для воссоздания истории тектонической эволюции Евразийского бассейна чрезвычайно важен вопрос о времени завершения активной вулканической и магматической деятельности, предшествовавшей образованию кальдеры. Учитывая, что средняя скорость спрединга в Евразийском бассейне составляет 1 см/год [86], а ширина вновь образованной рифтовой долины составляет 10 км, возраст кальдеры можно оценить величиной порядка 1 млн лет.

Выброс огромного объёма вулканического материала в воды Северного Ледовитого океана должен был отразиться на составе и свойствах отложенных в это время осадков. Плащеобразные горизонты осадков, в которых значительную роль играет вулканогенная компонента, должны покрывать всю глубоководную область Северного Ледовитого океана. По минералогическим анализам присутствие вулканогенной компоненты определяется, прежде всего, по концентрации моноклинных пироксенов и рудных зерен [160; 40; 87]. В физических свойствах осадков вулканогенная составляющая должна проявляться достаточно отчётливо в увеличении магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности благодаря присутствию магнетита и титаномагнетита.

5.2. Следы вулканогенной активности в осадках

Аномалии намагниченности и магнитной восприимчивости были установлены в изученных колонках донных осадков АФ-00, отобранных ранее в районе поднятия Менделеева [20]. Было отмечено, что в колонках донных осадков наблюдаются коррелируемые прослой мощностью в несколько сантиметров, отличающиеся высокой намагниченностью. Возраст одного такого прослоя можно определить благодаря его близости к границе инверсии магнитного поля Брюнес–Матуяма и составляет около 750 тыс. лет. Минералогический анализ проб, соответствующих прослоям с высокой магнитной восприимчивостью и высокой NRM, показывает резкое

увеличение содержания клинопироксенов и рудных минералов с одновременным резким обеднением доли минералов «стабильного» постоянного привноса, — гранатов и других (Рисунок 61) [172; 171]. Граница Брюнес-Матуйама в колонке АФ-00-07 находится на глубине 102 см, в колонке АФ-00-08 – на глубине 101 см. К этим интервалам приурочены аномально высокие содержания рудных минералов и моноклиновых пироксенов и аномально низкие содержания граната и сфена.

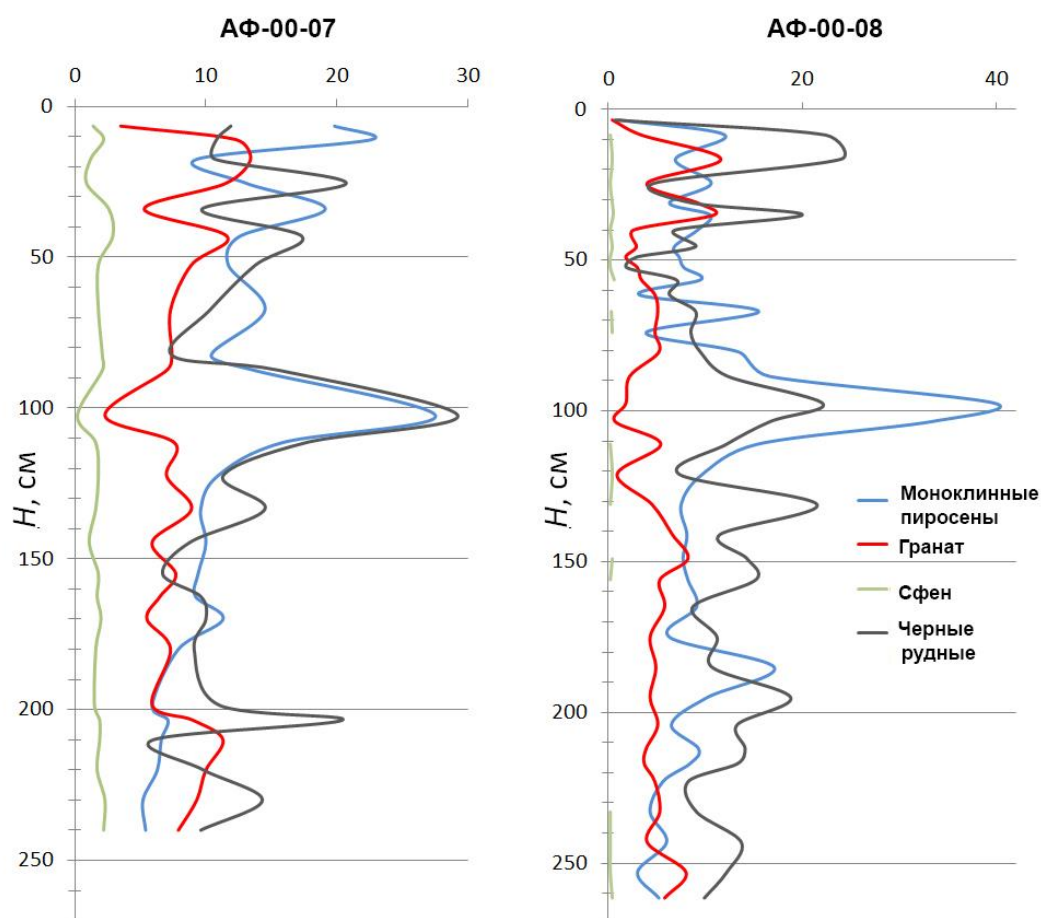
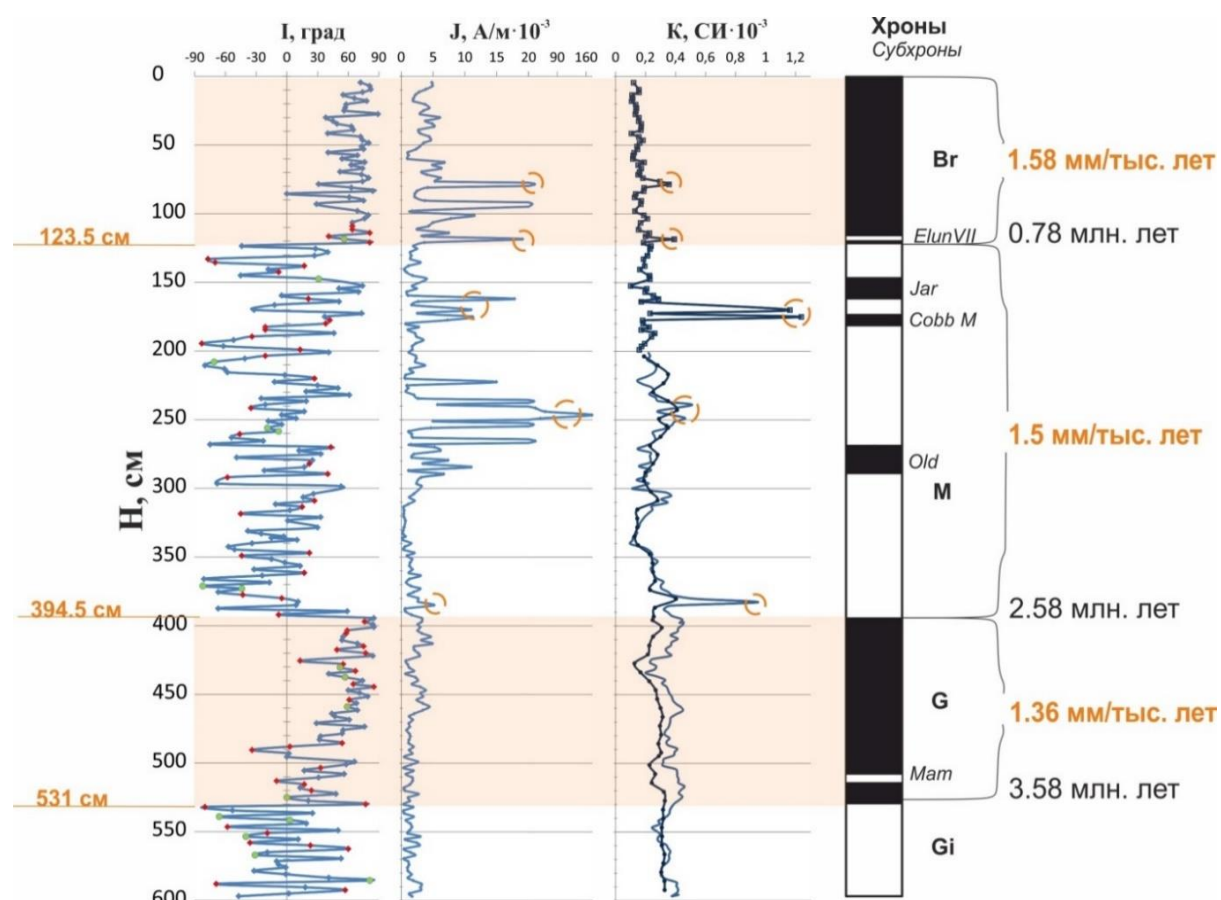


Рисунок 61. Результаты минералогического анализа тяжёлой фракции донных осадков поднятия Менделеева.

Увеличение концентрации клинопироксенов и рудных минералов указывает на вероятную вулканогенную природу тонкого слоя осадков [87]. В то же время уменьшение в несколько раз концентрации таких явно терригенных минералов, как гранат и сфен, свидетельствует о значительном повышении общей скорости осадконакопления во время формирования

тонкого слоя вулканогенных осадков. Кроме того, природа аномально высоких значений намагниченности в осадках изучалась в шлифах, отобранных по разрезу колонки KD12-03-10с [172]. Было обнаружено пять пиков магнитной восприимчивости и намагниченности, относящихся к горизонтам (Таблица 6), возраст которых был определён по палеомагнитным данным (Рисунок 62).



Оранжевыми кружками отмечены аномально высокие значения магнитной восприимчивости и NRM.

Рисунок 62. Магнитная восприимчивость K , естественная остаточная намагниченность (NRM) J_n , наклонение вектора NRM I и полярность намагниченности в колонке донных осадков KD12-03-10с поднятия Менделеева.

Таблица 6. Пики магнитной восприимчивости и намагниченности и их возраст по палеомагнитным данным, колонка KD12-03-10с

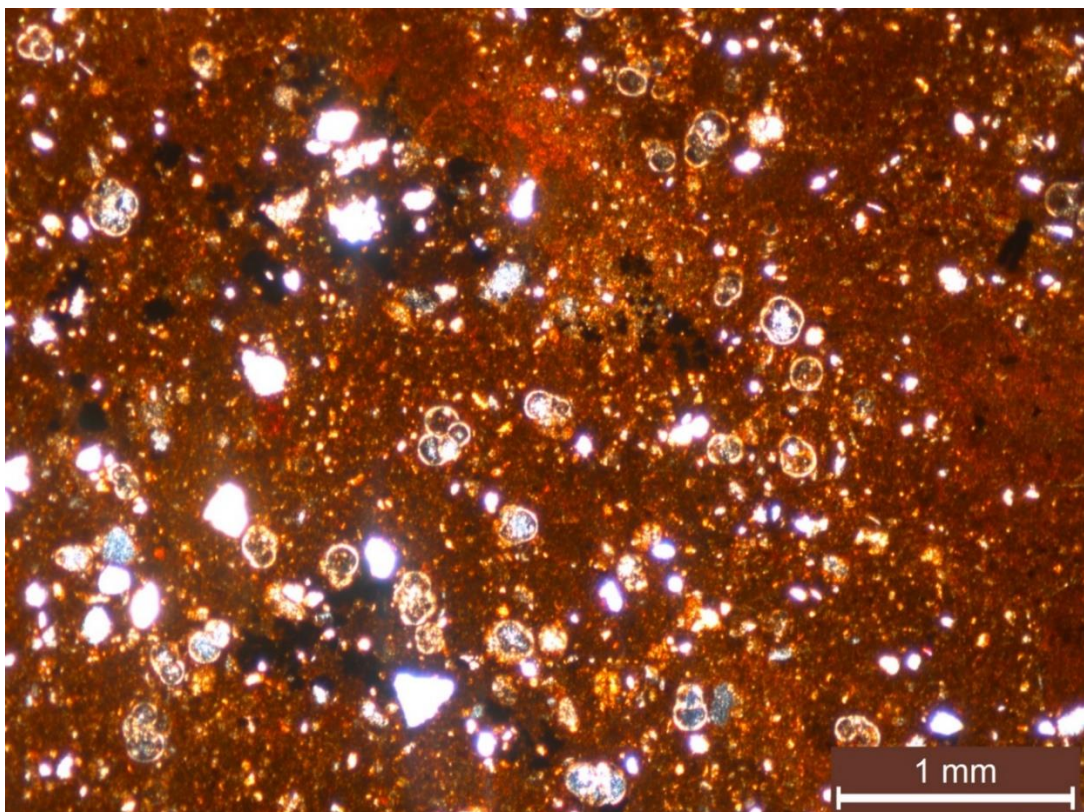
Глубина, см	Возраст, млн. лет
77.5	0,47
118,5	0,727
170– 175	1,09
240	1,62
380	2,52

Основная масса осадков представлена полупрозрачной, неравномерно ожелезнённой глинисто-карбонатной массой, насыщенной обломками кварца и плагиоклаза и планктонными фораминиферами. Гидроксиды железа (помимо того, что они окрашивают основную глинисто-карбонатную массу) образуют редкую мелкую пятнистую вкрапленность насыщенного коричневого цвета в цементе и небольшие ореолы вокруг части фораминифер. Такого рода биогенный сильно ожелезнённый осадок с глинисто-карбонатной массой, незначительным количеством угловатых кварцевых обломков и карбонатными обломками представлен на Рисунке 63.

Осадки, лишь в деталях отличающиеся от представленного на Рисунке 63, характерны для большей части разреза, вскрытого колонкой KD-12-03-10с.

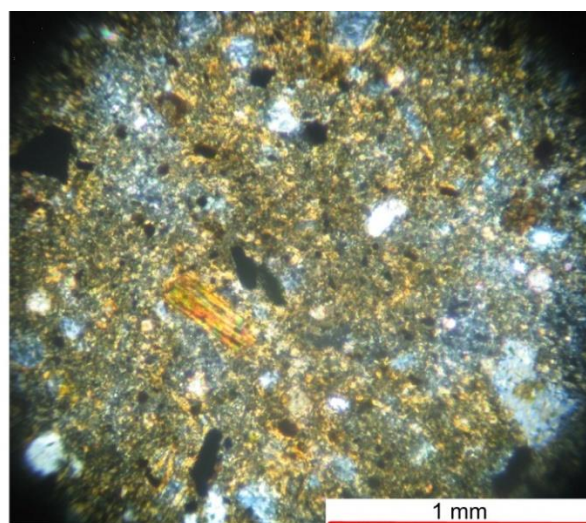
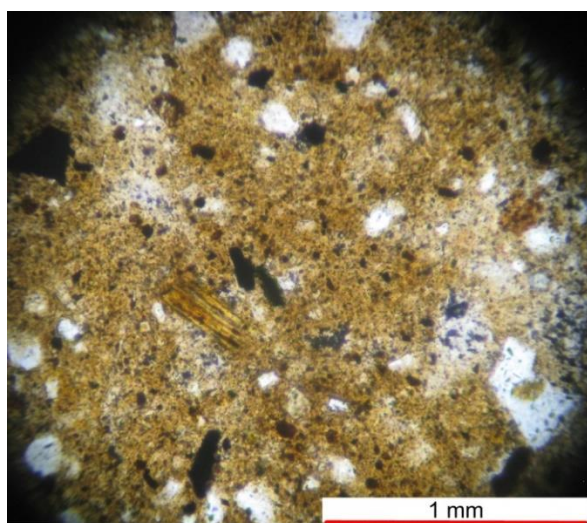
По-другому выглядят осадки из отмеченных аномальных горизонтов. Осадок горизонта 118,5 см (Рисунок 64) по цвету заметно светлее, имеет структуру туффита. Фауны в нём мало и она, в основном, сосредоточена в линзовидных образованиях, в которых отмечается частичное её растворение и кристаллизация доломита. Отмечаются также небольшие участки, сложенные одним цементом без фауны и обломков. На этом горизонте в

цементе появился неокатанный обломок биотита, отмечается повышенное содержание неокатанных зёрен рудных минералов.



Вертикальный разрез. Поляризационный микроскоп. Николи Х.

Рисунок 63. Фото шлифа осадка из горизонта 114 см, колонка KD12-03-10с

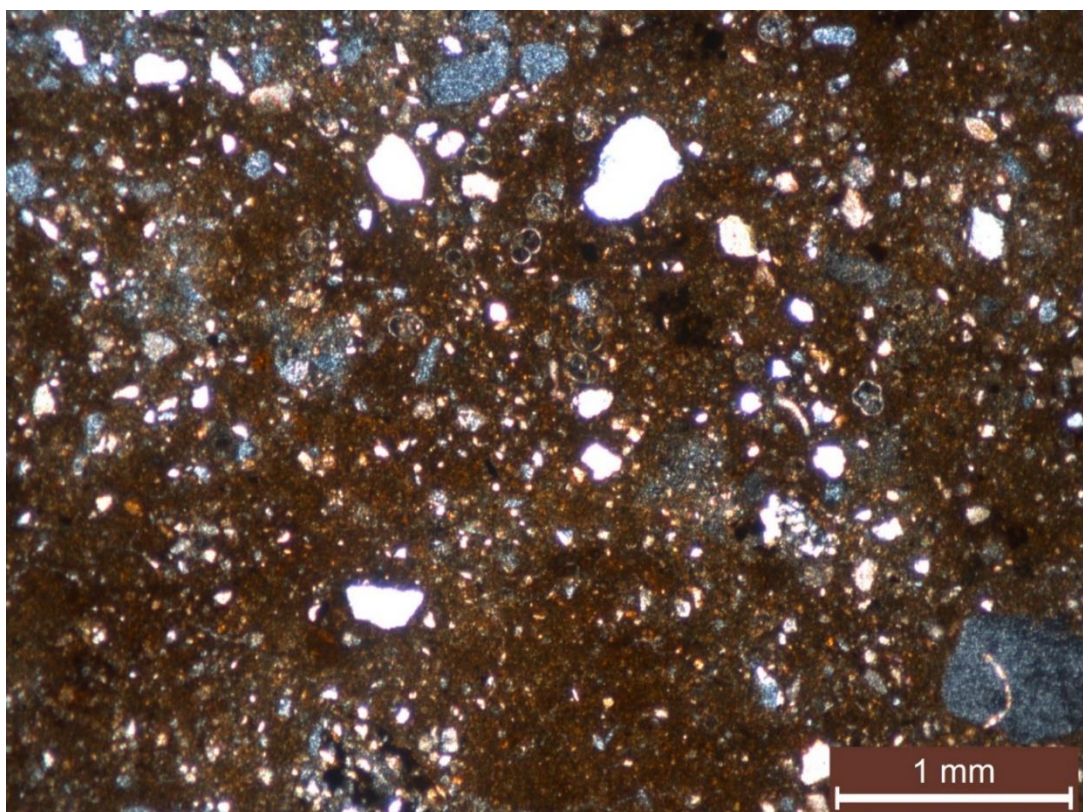


Вертикальный разрез. Поляризационный микроскоп. Слева – николи II, справа – николи Х.

Рисунок 64. Фото шлифа осадка из горизонта 118.5 см, колонка KD12-03-10с

В следующем аномальном горизонте 170 см (Рисунок 65) прослой, обогащённые обломками кварца и плагиоклаза, также имеют структуру характерную для туффитов. Здесь отмечена незначительная вкрапленность роговой обманки, рудных минералов, гидроксидов железа, глауконита, кристаллов карбоната, но появляются, что особенно важно, ещё и моноклинные пироксены и отмечен обломок фосфата.

В горизонтальном разрезе горизонта 170 см фауна отмечается только в единичных знаках. Среди обломков, кроме тех, что описаны в вертикальном разрезе, отмечены халцедоноподобный кварц (вероятнее всего, это раскристаллизованное стекло).

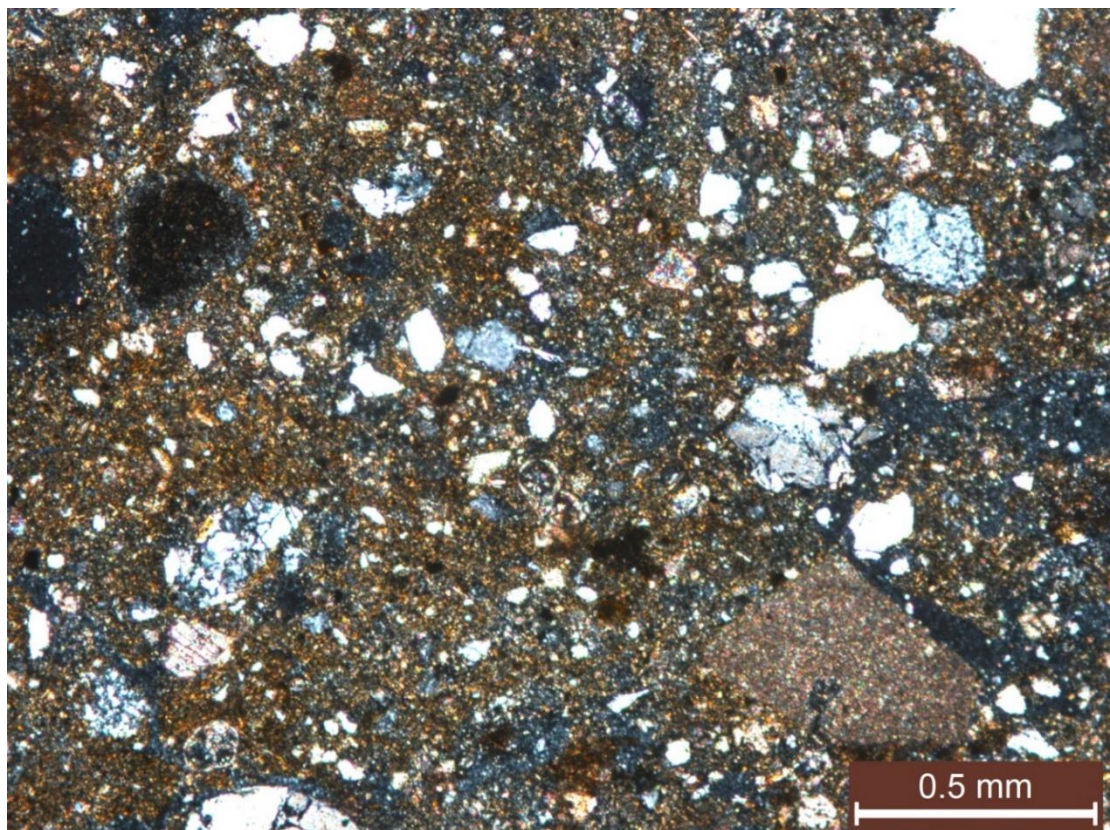


Вертикальный разрез. Поляризационный микроскоп. Николи Х.

Рисунок 65. Фото шлифа осадка из горизонта 170 см, колонка KD12-03-10с

В следующем аномальном горизонте 175 см (Рисунок 66) основная масса представлена туффитом, обломки не сортированы по размеру и окатанности. Встречаются пепловые рогульки. Отмечено повышенное содержание вкрапленников вулканического стекла по сравнению с другими

горизонтами осадка, а также единичные вкрапленники роговой обманки и чешуйки мусковита. Стекло неокатанное, довольно крупное, его размеры достигают 0,5 мм.



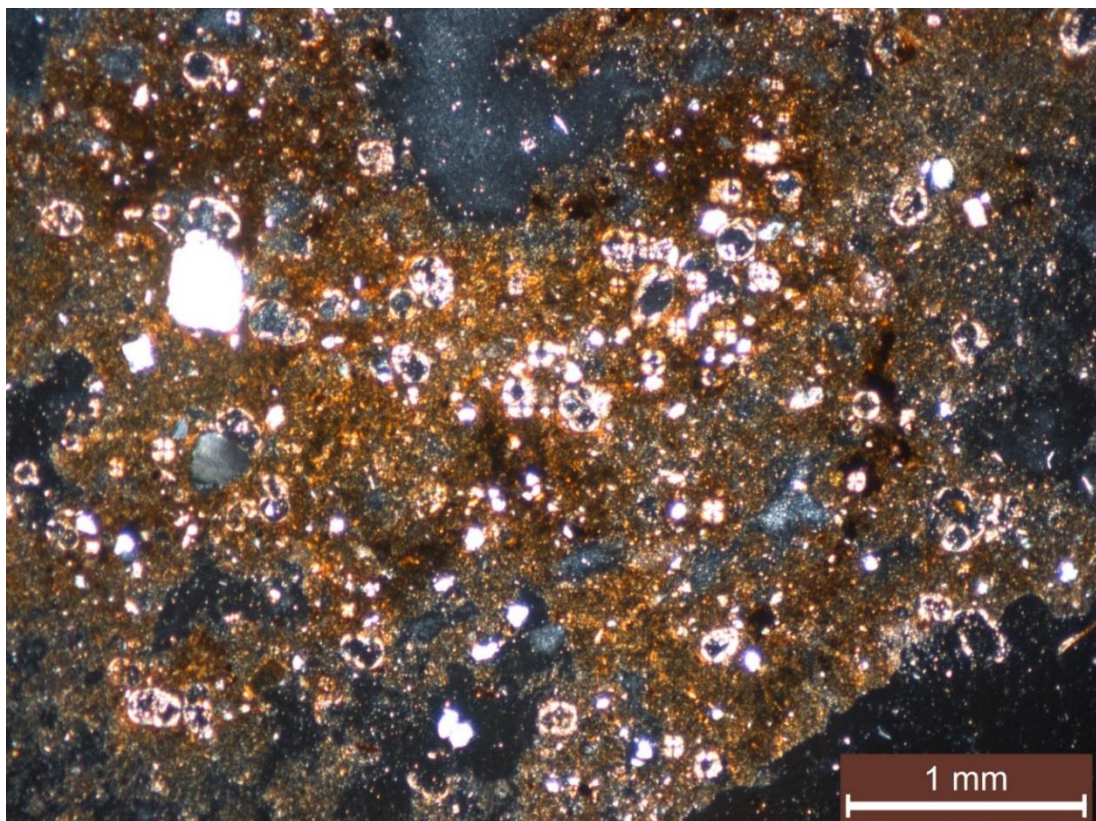
Вертикальный разрез. Поляризационный микроскоп. Николи X.

Рисунок 66. Фото шлифа осадка из горизонта 175 см, колонка KD12-03-10с

Для залегающих ниже горизонтов осадка, там, где уже не отмечается аномальных по свойствам горизонтов, вновь характерна ярко выраженная рыжевато-коричневая окраска, ожелезнённость основной массы и насыщенность осадка фораминиферами (Рисунок 67). Отмечены кристаллы доломита.

Таким образом, большая часть разреза осадков колонки KD-12-03-10с представлена биогенными илами с включениями не сортированных обломков кварца и плагиоклазов. В то же время в разрезе наблюдаются прослои с обломками кварца и плагиоклазов, имеющими структуру туффита, в которых фауна отмечена в единичных знаках или отсутствует, а цемент всегда светлее и более прозрачен. В биогенном осадке с

фораминиферами цемент всегда более тёмный, насыщенного рыжевато-коричневого цвета и полупрозрачный. Наличие прослоев туффитов свидетельствует о периодической активности вулканов и взрывном характере их извержения.



Вертикальный разрез. Поляризационный микроскоп. Николи Х.

Рисунок 67. Фото шлифа осадка из горизонта 180 см, колонка KD12-03-10с

Самый ярко проявленный в колонке эпизод вулканической активности, горизонты, располагающиеся на глубине 170-175 см, имеет оценочный возраст 1,09 млн лет (Рисунок 62). Этот же возраст лучше всего подходит и при оценке времени активной деятельности кальдеры, после завершения которой её дно было прорвано вновь образовавшейся рифтовой долиной. исходя из ширины рифтовой долины на дне кальдеры и средней скорости спрединга хребта Гаккеля. Эпизод взрыва и вулканическая активность, приведшие к образованию кальдеры, могут быть ключом к объяснению того, почему рифтовая долина хребта Гаккеля в восточной части Евразийского бассейна расположена на юго-западном склоне хребта. Это

хорошо видно на современной топографической карте Северного Ледовитого океана (Рисунок 59) и указывает на недавний скачок оси спрединга [170].

Измерения магнитной восприимчивости кубических образцов, переотобранных из u-channel проб колонки PS72/396-5, показали пик магнитной восприимчивости на уровне 204 см (Рисунок 25), по построенной магнитостратиграфии, находящийся на уровне субхрона Харамильо. Тогда магнитостратиграфическая привязка обоих пиков, выявленных по двум колонкам, находится примерно в рамках одного и того же возраста, приблизительно 1,2-1,4 млн лет. Этот возраст как раз соответствует аномальному пику 170, описанному выше. В колонках PS87/023-1 и PS87/074-3 также отмечаются высокие пики на глубинах около 2-х метров, после которых такие экстремальные значения вновь уже не наблюдаются вниз по разрезу. Колонка PS72/396-5 показывает также несколько завышенные значения магнитной восприимчивости на глубине 2-х метров.

Таким образом, в Северном Ледовитом океане в плиоцен-четвертичное время установлено несколько эпизодов вулканической активности, сопровождавшихся отложением тонких прослоев вулканогенных (пепловых) осадков, значительно отличающихся по магнитным свойствам от вмещающих толщ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование донных морских осадков, отобранных в разных частях глубоководной части Северного Ледовитого океана, позволило проследить и сравнить условия осадконакопления, действующие в районе Центрально-Арктических поднятий. Полученные средние скорости осадконакопления для поднятия Менделеева равны 1–2 мм в тыс. лет вплоть до плиоцена, возрастая через котловину Подводников к хребту Ломоносова до 4 мм в тыс. лет.

Применённый комплекс отбора образцов и их дальнейших измерений и обработки дал возможность получить палеомагнитные данные высокого разрешения, которые были подкреплены петромагнитными экспериментами и радиоизотопными датировками.

Проведенные исследования также позволили уточнить и пересмотреть широко используемую предварительную возрастную модель для колонок, отобранных в ходе рейса НИС «Polarstern» в район поднятия Менделеева, в которой ранее отсутствовали надежные стратиграфические связующие точки. Таким образом, утвердившаяся модель магнитостратиграфического возраста требует пересмотра хронологии, а, следовательно, и палеогеографической интерпретации. Например, ярко выраженные более крупнозернистые слои (стандартные арктические литологические подразделения С, F, Н и т. д.) в колонках с поднятия Менделеева, связанные с пиками доломита, которые ранее были отнесены к крупным оледенениям в МИС-6, -8, -10, -12 и -16, теперь указывают на частые более ранние колебания северной границы Лаврентийского ледникового щита, начиная литологического комплекса С (около 1,8 млн лет назад).

При этом сравнительное изучение осадков с поднятия Менделеева с осадками с хребта Ломоносова и из котловины Подводников дало необходимую перспективу для выявления общих закономерностей и,

главное, различий в палеомагнитных характеристиках данных морфоструктур, что в свою очередь подтвердило неоднородность условий осадконакопления в разных районах Северного Ледовитого океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Российские источники

1. Водяницкий Ю. Н., Кириллова Н. П. Использование системы CIE-L* a* b* для характеристики цвета почв //Почвоведение. – 2016. – №. 11. – С. 1337-1346.
2. Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю., Новихина Е.С. Скорость и условия накопления позднекайнозойских осадков Поднятия Менделеева: Sr-изотопная и $\delta^{18}\text{O}$ -хемостратиграфия // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 473. – №. 3. – С. 336-340.
3. Жамойда, А. И., Ковалевский, О. П., Корень, Т. Н., Маргулис, Л. С., Предтеченский, Н. П., Рублев, А. Г., ... & Шкатова, В. К. Дополнения к стратиграфическому кодексу России //СПб., Изд-во ВСЕГЕИ. – 2000. – Т. 112.
4. Крылов А.А., Шилов В.В., Андреева И.А., Миролюбова Е.С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2011. – Т.88. – № 2. – С. 7-22.
5. Кочегура В. В. Применение палеомагнитных методов при геологической съемке шельфа //Методическое пособие по геологической съемке масштаба. – 1992. – Т. 1. – №. 50. – С. 143.
6. Кузнецов В. Ю., Максимов Ф. Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. – 2012.
7. Левитан М. А. Плейстоценовые отложения мирового океана. – 2021.
8. Левитан М. А. Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане //Океанология. – 2015. – Т. 55. – №. 3. – С. 470-470.

9. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане // ГЕОХИМИЯ. 2012. № 7. С. 627–643.
10. Левитан М.А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в Северном Ледовитом океане в течение последних 130 тыс. лет // ГЕОС. 2007. С. 224–226.
11. Линькова Т. И. Палеомагнетизм верхнекайнозойских осадков Мирового океана. – Наука, 1984.
12. Лисицын А. П. Новый тип седиментогенеза в Арктике-ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – №. 1. – С. 18-60.
13. Лисицын А. П. Ледовая седиментация в Мировом океане. – 1994.
14. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. – 1978.
15. Минюк, П. С., Тюкова, Е. Э., Субботникова, Т. В., Казанский, А. Ю., & Федотов, А. П. Термокаппаметрия природных сульфидов железа северо-востока России // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – №. 4. – С. 601-614.
16. Морозов А.Ф., Петров О. В., Шокальский С. П., Кашубин С. Н., Кременецкий А. А., Шкатов М. Ю., Каминский В. Д., Гусев Е. А., Грикуров Г. Э., Рекант П. В., Шевченко С. С., Сергеев С. А., Шатов В. В.. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 53. С. 34–55.
17. Пахалко А.Г., Крылов А.А., Миролюбова Е.С., Талденкова Е.Е., Рекант П.В. Первые находки плейстоценовых аутигенных карбонатных корок (АКК) на поднятии Менделеева, Северный Ледовитый океан // V

Международная конференция молодых учёных и специалистов памяти академика А.П. Карпинского ВСЕГЕИ, СПб. — 2017. — стр. 102-103.

18. Печерский Д. М., Соколов Д. Д. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь-справочник для соседей по специальности //Режим доступа: <http://paleomag.ifz.ru>. – 2006.

19. Пискарев А.Л., Поселов В.А., Каминский В.Д., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Глебовский В.Ю., Гусев Е.А., Жолондз С.М., Киреев А.А., Смирнов О.Е., Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г., Павленкин А.Д., Поселова Л.Г., Савин В.А., Черных А.А., Элькина Д.В. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб: ВНИИОкеангеология. 2017. 291 с.

20. Пискарев А. Л., Элькина Д. В. Скорость плиоцен-четвертичного осадконакопления в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по данным палеомагнитного изучения колонок донных осадков //Каротажник. – 2014. – №. 5. – С. 3-16.

21. Пискарев А.Л., Андреева И.А., Гуськова Е.Г. Палеомагнитные данные о скорости осадконакопления в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 1–11.

22. Поселов В. А., Аветисов, Г. П., Андреева, И. А и др. Российские арктические геотраверсы. – 2011.

23. Талденкова, Е. Е., Николаев, С. Д., Степанова, А. Ю., Гусев, Е. А., Рекант, П. В., Кузнецов, А. Б., ... & Новихина, Е. С. Стратиграфия и палеогеография Амеразийского бассейна Арктики в неоплейстоцене по литологическим и палеонтологическим данным //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2016. – №. 6. – С. 3-17.

24. Шевченко, В.П. Аэрозоли и морские льды, их роль в полярном седиментогенезе в Арктике// Всероссийское литологическое совещание «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории» Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ; Сиб.

отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. АА Трофимука., Новосибирск. 2013. Т. 3. С. 277-280.

25. Шевченко В.П. Ледовый перенос осадочного вещества в Арктике // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). Т. I. СПб.: СПбГУ. 2012. С. 147–149.

26. Шевченко В.П. Роль эолового и ледового переноса вещества в современном осадконакоплении в Арктике // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26–30 сентября 2011 г.). Т. II. Казань: Казанский университет. 2011. С. 476–480.

27. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. – М.: Недра, 1982. – 312 с.

28. Элькина Д.В., Пискарев А.Л. Палеомагнитные данные по колонкам донных осадков из района Центральных Арктических Поднятий: поднятие Менделеева–котловина Подводников–хребет Ломоносова //Геология морей и океанов: Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV.–М.: ИО РАН, 2021.–355 с. – 2021. – Т. 15. – С. 172.

Иностранные источники

29. Adler, R. E., Polyak, L., Ortiz, J. D., Kaufman, D. S., Channell, J. E., Xuan, C., ... & Crawford, K. A. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge //Global and Planetary Change. – 2009. – Т. 68. – №. 1-2. – С. 18-29.

30. Aksu A. E., Mudie P. J. Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 million years of Arctic Ocean sedimentation //Nature. – 1985. – T. 318. – №. 6043. – C. 280-283.
31. Aksu A. E. Paleomagnetic stratigraphy of the CESAR cores //Geological Report on CESAR: The Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean”(HR Jackson, PJ Mudie and SM Blasco, Eds.). – 1985. – C. 101-114.
32. Almeida T. P. et al. Magnetic characterization of synthetic titanomagnetites: Quantifying the recording fidelity of ideal synthetic analogs //Geochemistry, geophysics, geosystems. – 2014. – T. 15. – №. 1. – C. 161-175.
33. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 synthesis //Open Geosciences. – 2009. – T. 1. – №. 2. – C. 157-175.
34. Backman, J., Jakobsson, M., Løvlie, R., Polyak, L., & Febo, L. A. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? //Quaternary Science Reviews. – 2004. – T. 23. – №. 11-13. – C. 1435-1454.
35. Bazhenova E. Reconstruction of late Quaternary sedimentary environments at the southern Mendeleev Ridge (Arctic Ocean) : дис. – University of Bremen, 2012.
36. Behrends, M., 1999. Reconstruction of sea-ice drift and terrigenous sediment supply in the late Quaternary Heavy-mineral associations in sediments of the Laptev-Sea continental margin and the central Arctic Ocean. //Berichte zur Polarforschung, № 310, C.164.
37. Bischof, J.F. and Darby, D.A. Mid-to late Pleistocene ice drift in the western Arctic Ocean: evidence for a different circulation in the past// Science. 1997. T. 277 № 5322. C.74-78.
38. Bloemendal, J., King, J. W., Hall, F. R., & Doh, S. J. Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to

sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1992. – T. 97. – №. B4. – C. 4361-4375.

39. Bloxham J., Gubbins D., Jackson A. Geomagnetic secular variation //Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. – 1989. – T. 329. – №. 1606. – C. 415-502.

40. Buchs, D. M., Cukur, D., Masago, H., & Garbe-Schönberg, D. Sediment flow routing during formation of forearc basins: Constraints from integrated analysis of detrital pyroxenes and stratigraphy in the Kumano Basin, Japan //Earth and Planetary Science Letters. – 2015. – T. 414. – C. 164-175.

41. Butler R. F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. – Boston: Blackwell Scientific Publications, 1992. – T. 319.

42. Cande S. C., Kent D. V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1995. – T. 100. – №. B4. – C. 6093-6095.

43. Carter-Stiglitz B., Valet J.-P., LeGoff M. Constraints on the acquisition of remanent magnetization in fine-grained sediments imposed by redeposition experiments // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. T. 245. № 1–2. C. 427–437.

44. Channell J. E. T., Xuan C. Self-reversal and apparent magnetic excursions in Arctic sediments //Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – T. 284. – №. 1-2. – C. 124-131.

45. Champion D. E., Lanphere M. A., Kuntz M. A. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1988. – T. 93. – №. B10. – C. 11667-11680.

46. Chulliat A. et al. What caused recent acceleration of the North magnetic pole drift? //Eos, Transactions American Geophysical Union. – 2010. – T. 91. – №. 51. – C. 501-502.

47. Clark, D. L., Kowallis, B. J., Medaris, L. G., & Deino, A. L. Orphan Arctic Ocean metasediment clasts: Local derivation from Alpha Ridge or pre-2.6 Ma ice rafting? // *Geology*. – 2000. – T. 28. – №. 12. – C. 1143-1146.
48. Clark D. L. The Pliocene record in the central Arctic Ocean // *Marine Micropaleontology*. – 1996. – T. 27. – №. 1-4. – C. 157-164.
49. Clark D. L. et al. Correlation of marine and continental glacial and interglacial events, Arctic Ocean and Banks Island // *Nature*. – 1984. – T. 311. – №. 5982. – C. 147-149.
50. Clark, D.L. and Hanson, A., 1983. Central Arctic Ocean sediment texture: a key to ice transport mechanisms. // *Springer US: Glacial-marine sedimentation*. C. 301-330.
51. Clark, D. L., Vincent, J. S., Jones, G. A., & Morris, W. A. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean. – *Geological Society of America*, 1980. – T. 181.
52. Clark D.L. Magnetic Reversals and Sedimentation Rates in the Arctic Ocean // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1970. – T. 81. – № 10. – C. 3129.
53. Clark D. L. Paleoecology and sedimentation in part of the Arctic Basin // *Arctic*. – 1969. – T. 22. – №. 3. – C. 233-245.
54. Cronin, T. M., Smith, S. A., Eynaud, F., O'Regan, M., & King, J. Quaternary paleoceanography of the central arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // *Paleoceanography*. – 2008. – T. 23. – №. 1.
55. Darby, D. A., Myers, W. B., Jakobsson, M., & Rigor, I. Modern dirty sea ice characteristics and sources: The role of anchor ice // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2011. – T. 116. – №. C9.
56. Darby D. A., Bischof J. F. A Holocene record of changing Arctic Ocean ice drift analogous to the effects of the Arctic Oscillation // *Paleoceanography*. – 2004. – T. 19. – №. 1.

57. Darby D. A. Sources of sediment found in sea ice from the western Arctic Ocean, new insights into processes of entrainment and drift patterns //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2003. – T. 108. – №. C8.
58. Darby, D. A., Bischof, J. F., Spielhagen, R. F., Marshall, S. A., & Herman, S. W.. Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene //Paleoceanography. – 2002. – T. 17. – №. 2. – C. 15-1-15-17.
59. Darby D. A. et al. Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean //The Arctic seas: climatology, oceanography, geology, and biology. – 1989. – C. 657-720.
60. Day R., Fuller M., Schmidt V. A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence //Physics of the Earth and planetary interiors. – 1977. – T. 13. – №. 4. – C. 260-267.
61. De Santis A. How persistent is the present trend of the geomagnetic field to decay and, possibly, to reverse? //Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2007. – T. 162. – №. 3-4. – C. 217-226.
62. Dearing J. Magnetic susceptibility //Environmental magnetism: A practical guide. – 1999. – C. 35-62.
63. deMenocal P.B., Ruddiman W.F., Kent D. V. Depth of post-depositional remanence acquisition in deep-sea sediments: a case study of the Brunhes-Matuyama reversal and oxygen isotopic Stage 19.1 // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. T. 99. № 1–2. C. 1–13.
64. Dethleff D., Kuhlmann G. Fram Strait sea-ice sediment provinces based on silt and clay compositions identify Siberian Kara and Laptev seas as main source regions // Polar Research. – 2010. – T. 29. – № 3. – C. 265–282.
65. Dipre, G. R., Polyak, L., Kuznetsov, A. B., Oti, E. A., Ortiz, J. D., Brachfeld, S. A., ... & Cook, A. E.. Plio-Pleistocene sedimentary record from the Northwind Ridge: new insights into paleoclimatic evolution of the western Arctic Ocean for the last 5 Ma //arktos. – 2018. – T. 4. – C. 1-23.

66. Dong, L., Liu, Y., Shi, X., Polyak, L., Huang, Y., Fang, X., ... & Wang, X. Sedimentary record from the Canada Basin, Arctic Ocean: implications for late to middle Pleistocene glacial history // *Climate of the Past*. – 2017. – T. 13. – №. 5. – C. 511-531.
67. Dudzisz, K., Szaniawski, R., Michalski, K., & Manby, G. Applying the anisotropy of magnetic susceptibility technique to the study of the tectonic evolution of the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt // *Polar Research*. – 2016. – T. 35. – №. 1. – C. 31683.
68. Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2002. – T. 107. – №. B3. – C. EPM 4-1-EPM 4-22.
69. Dunlop D. J., Özdemir Ö. Rock magnetism: fundamentals and frontiers. – Cambridge university press, 2001. – №. 3.
70. Egli R., Chen, A.P., Winklhofer, M., Kodama, K.P. and Horng, C.S. Detection of noninteracting single domain particles using first-order reversal curve diagrams // *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. – 2010. – T. 11. – № 1.
71. Elkina, D. Paleomagnetic and rock magnetic data of sediment core PS72/396-5//PANGAEA, <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.949227>
72. Elkina, D., Frederichs, T., Geibert, W., Matthiessen, J., Niessen, F., Piskarev, A., & Stein, R. New paleomagnetic data on marine sediments from the Central Arctic Ocean // *EGU General Assembly Conference Abstracts*. – 2020. – C. 21920.
73. Elkina D.V., Petrova V.I., Piskarev A.L., Andreeva I.A. Pliocene-Pleistocene Sedimentation// *Geologic Structures of the Arctic Basin*. – Springer, Cham, 2019. – PP. 327-364.
74. Elkina D., Piskarev A. Comparative Paleomagnetic Study of the Quaternary-Pliocene Sedimentation Rates in the Arctic Basin: First Results // *AGU Fall Meeting Abstracts*. – 2017. – T. 2017. – C. GP33B-0978.

75. Elkina, D. Pliocene-Quaternary sedimentation rates on the Mendeleev Ridge, the Arctic Ocean: Paleomagnetic studies, Open Transactions on Geosciences. – 2014. – T. 1, № 3. – C.12-21.

76. Elkina D. Paleomagnetic Studies of Marine Sediments for Evaluation of Sedimentation Rates on the Mendeleev Ridge, Arctic Ocean //AGU Fall Meeting Abstracts. – 2014.

77. Elkina D. Pliocene-Quaternary Sedimentation Rates of the Mendeleev Ridge: Paleomagnetic Studies : дис. – Saint-Petersburg State University; University of Hamburg, 2013.

78. England J. H., Furze M. F. A., Doupe J. P. Revision of the NW Laurentide Ice Sheet: implications for paleoclimate, the northeast extremity of Beringia, and Arctic Ocean sedimentation //Quaternary Science Reviews. – 2009. – T. 28. – №. 17-18. – C. 1573-1596.

79. Fagel, N., Not, C., Gueibe, J., Mattielli, N., & Bazhenova, E. Late Quaternary evolution of sediment provenances in the Central Arctic Ocean: mineral assemblage, trace element composition and Nd and Pb isotope fingerprints of detrital fraction from the Northern Mendeleev Ridge //Quaternary Science Reviews. – 2014. – T. 92. – C. 140-154.

80. Frederichs T. Regional and temporal variations of rock magnetic parameters in Arctic marine sediments //Berichte zur Polarforschung. – 1995. – T. 164. – C. 1-212.

81. Gard G. Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice-free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean //Geology. – 1993. – T. 21. – №. 3. – C. 227-230.

82. Geocap 7.1.1 for Windows. – 2015. <http://www.geocap.no/>

83. Geibert, W., Matthiessen, J., Stimac, I., Wollenburg, J., & Stein, R. Glacial episodes of a freshwater Arctic Ocean covered by a thick ice shelf //Nature. – 2021. – T. 590. – №. 7844. – C. 97-102.

84. Geibert, W., Matthiessen, J., Stimac, I., Wollenburg, J., & Stein, R. Thorium and Uranium in sediment core PS72/396-5 // PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.914622>, In: Geibert, W et al. (2020): 230Th excess, U isotopes, elemental data together with microfossil data and their stable isotopes. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.914629>
85. Gilder S. A., LeGoff M. Pressure dependence on the magnetic properties of titanomagnetite using the reversible susceptibility method //Advances in high-pressure technology for geophysical applications. – Elsevier, 2005. – C. 315-335.
86. Glebovsky V.Y., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. – 2006. – T. 4. – C. 21 – 42.
87. Gorbarenko, S.A., Nürnberg, D., Derkachev, A.N., Astakhov, A.S., Southon, J.R. and Kaiser, A. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. – 2002. – T. 183. – № 1. – C.107-129.
88. Gradstein F. M. et al. (ed.). Geologic time scale 2020. – Elsevier, 2020.
89. Grantz A. et al. Bedrock cores from 89° North: Implications for the geologic framework and Neogene paleoceanography of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf //Geological Society of America Bulletin. – 2001. – T. 113. – №. 10. – C. 1272-1281.
90. Grantz A. et al. Character, paleoenvironment, rate of accumulation, and evidence for seismic triggering of Holocene turbidites, Canada Abyssal Plain, Arctic Ocean //Marine Geology. – 1996. – T. 133. – №. 1-2. – C. 51-73.
91. Gusev, E. A., Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Y., Basov, V. A., Novikhina, E. S., Kupriyanova, N. V., ... & Zherebtsov, I. E.. Stratigraphy of

bottom sediments in the Mendeleev Ridge area (Arctic Ocean) //Doklady Earth Sciences. – Springer Nature BV, 2013. – T. 450. – №. 2. – C. 602.

92. Guyodo Y., Channell J. E. T., Thomas R. G. Deconvolution of u-channel paleomagnetic data near geomagnetic reversals and short events //Geophysical Research Letters. – 2002. – T. 29. – №. 17. – C. 26-1-26-4.

93. Haines G. V., Newitt L. R. The Canadian Geomagnetic Reference Field 1995 //Journal of geomagnetism and geoelectricity. – 1997. – T. 49. – №. 2. – C. 317-336.

94. Harrison R. J., Feinberg J. M. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2008. – T. 9. – №. 5.

95. Herman Y., Osmond J. K., Somayajulu B. L. K. Late Neogene Arctic paleoceanography: micropaleontology, stable isotopes, and chronology //The Arctic Seas. – Springer, Boston, MA, 1989. – C. 581-655.

96. Herman Y. Arctic Ocean sediments, microfauna, and the climatic record in late Cenozoic time //Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. – Springer, Berlin, Heidelberg, 1974. – C. 283-348.

97. Herman Y. Arctic paleo-oceanography in late Cenozoic time //Science. – 1970. – T. 169. – №. 3944. – C. 474-477.

98. Herman Y. Arctic Ocean Quaternary microfauna and its relation to paleoclimatology //Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1969. – T. 6. – C. 251-276.

99. Heslop D. A wavelet investigation of possible orbital influences on past geomagnetic field intensity // Geochemistry, Geophys. Geosystems. – 2007. – T. 8. – № 3.

100. Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., de Vernal, A., Maccali, J., Cuny, K., Jacobel, A., et al. A new chronology of late quaternary sequences from the central Arctic Ocean based on “extinction ages” of their excesses in ^{231}Pa and ^{230}Th . //

Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2017. – T. 18. – №12. – C. 4573-4585.
<https://doi.org/10.1002/2017gc007050>.

101. Hulot, G., Eymin, C., Langlais, B., Manda, M., & Olsen, N. Small-scale structure of the geodynamo inferred from Oersted and Magsat satellite data //Nature. – 2002. – T. 416. – №. 6881. – C. 620-623.

102. ^aHunkins, K., Be, A. W., Opdyke, N. D., & Mathieu, G. The late Cenozoic history of the Arctic Ocean //The late Cenozoic glacial ages. – 1971. – C. 215-237.

103. ^bHunkins K. et al. Arctic paleo-oceanography in late cenozoic time //Science. – 1971. – T. 174. – №. 4012. – C. 962-963. <https://doi.org/10.1126/science.174.4012.962>

104. Irving E., Major A. Post-depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment // Sedimentology. – 1964. – T. 3. – № 2. – C. 135–143.

105. Jang, K., Han, Y., Huh, Y., Nam, S. I., Stein, R., Mackensen, A., & Matthiessen, J.. Glacial freshwater discharge events recorded by authigenic neodymium isotopes in sediments from the Mendeleev Ridge, western Arctic Ocean //Earth and Planetary Science Letters. – 2013. – T. 369. – C. 148-157.

106. Jackson A., Jonkers A. R. T., Walker M. R. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records //Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2000. – T. 358. – №. 1768. – C. 957-990.

107. Jakobsson M. et al. The international bathymetric chart of the Arctic Ocean version 4.0 //Scientific data. – 2020. – T. 7. – №. 1. – C. 1-14.

108. Jakobsson, M., Nilsson, J., Anderson, L., Backman, J., Björk, G., Cronin, T. M., ... & Semiletov, I. Evidence for an ice shelf covering the central Arctic Ocean during the penultimate glaciation //Nature Communications. – 2016. – T. 7. – №. 1. – C. 1-10.

109. Jakobsson, M., Andreassen, K., Bjarnadóttir, L.R., Dove, D., Dowdeswell, J.A., England, J.H., Funder, S., Hogan, K., Ingólfsson, Ó., Jennings, A. and Larsen, N.K Arctic Ocean glacial history //Quaternary Science Reviews. – 2014. – T. 92. – C. 40-67.
110. Jakobsson, M., Mayer, L., Coakley, B., Dowdeswell, J. A., Forbes, S., Fridman, B., et al. The international bathymetric chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 3.0 //Geophysical Research Letters. – 2012. – T. 39. – №. 12.
111. Jakobsson M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean //Global and Planetary change. – 2001. – T. 31. – №. 1-4. – C. 1-22.
112. Jakobsson, M., Løvlie, R., Al-Hanbali, H., Arnold, E., Backman, J., & Mörrh, M. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // Geology. – 2000. – T. 28. – №. 1. – C. 23-26.
113. Jones G. A. The central Arctic Ocean sediment record: Current progress in moving from a litho-to a chronostratigraphy //Polar Research. – 1987. – T. 5. – №. 3. – C. 309-311.
114. Johnson E.A., Murphy T., Torreson O.W. Pre-history of the Earth's magnetic field // J. Geophys. Res. 1948. – T. 53. – № 4. – C. 349.
115. Jokat W. The expedition of the research vessel" Polarstern" to the Arctic in 2008 (ARK-XXIII/3). – 2009. https://doi.org/10.2312/BzPM_0597_2009
116. Jokat W. et al. Expedition gives fresh view of central Arctic geology //Eos, Transactions American Geophysical Union. – 1999. – T. 80. – №. 40. – C. 465-473. <https://doi.org/10.1029/EO080i040p00465-01>
117. Kaufman D. S. et al. Dating late Quaternary planktonic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma* from the Arctic Ocean using amino acid racemization //Paleoceanography. – 2008. – T. 23. – №. 3.
118. Kent D. V. Post-depositional Remanent Magnetisation in Deep-sea Sediment // Nature. – 1973. – T. 246. – № 5427. C. – 32–34.

119. King R.F. The remanent magnetism of artificially deposited sediments // *Geophys. J. Int.* – 1955. – T. 7. – № 5. – C. 115–134.
120. Kirschvink J. L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophysical Journal International.* – 1980. – T. 62. – №. 3. – C. 699-718.
121. Kostrov, A. (2007). Magnetic properties, low-temperature. In Gubbins D., Herrero-Bervera E. (ed.). *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism.* – Springer Science & Business Media, 2007.
122. Kostrov A. Low-temperature magnetization and AC susceptibility of magnetite: effect of thermomagnetic history // *Geophysical Journal International.* – 2003. – T. 154. – №. 1. – C. 58-71.
123. Kostrov A. A., Perrin M. Paleomagnetism of the Lesotho basalt, southern Africa // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1996. – T. 139. – №. 1-2. – C. 63-78.
124. Ku T. L. An evaluation of the U234/U238 method as a tool for dating pelagic sediments // *Journal of Geophysical Research.* – 1965. – T. 70. – №. 14. – C. 3457-3474.
125. Langereis C. G. et al. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes // *Geophysical Journal International.* – 1997. – T. 129. – №. 1. – C. 75-94.
126. Lisé-Pronovost A. et al. Paleomagnetic constraints on the Holocene stratigraphy of the Arctic Alaskan margin // *Global and Planetary Change.* – 2009. – T. 68. – №. 1-2. – C. 85-99.
127. Lisitzin A. P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean: recent and past. – Springer Science & Business Media, 2002.
128. Liu, J., Shi, X., Liu, Y., Liu, Q., Liu, Y., Zhang, Q., et al. A thick negative polarity anomaly in a sediment core from the central arctic ocean:

geomagnetic excursion versus reversal // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2019. – T. 124. – №. 11. – C. 10687-10703

129. Liu, Q., Roberts, A. P., Rohling, E. J., Zhu, R., & Sun, Y. Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. – T. 275. – № 1–2. – C. 102–110.

130. Løvlie, R., Markussen, B., Sejrup, H. P., & Thiede, J. Magnetostratigraphy in three Arctic Ocean sediment cores; arguments for geomagnetic excursions within oxygen-isotope stage 2–3 // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1986. – T. 43. – № 2. – C. 173–184.

131. Lurcock P. C., Wilson G. S. PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2012. – T. 13. – №. 6.

132. Macdonald, R. W., Harner, T., Fyfe, J., Loeng, H., & Weingartner, T. (2003). AMAP Assessment 2002: The Influence of Global Change on Contaminant Pathways to, within, and from the Arctic. – Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2003.

133. Marincovich L., Gladenkov A. Y. Evidence for an early opening of the Bering Strait // *Nature*. – 1999. – T. 397. – №. 6715. – C. 149-151.
<https://doi.org/10.1038/16446>

134. ^aMatthiessen, J. Linescanner images of sediment core PS72/396-5 // Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA. – 2013. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.817507>.

135. ^bMatthiessen, J. Linescanner images of sediment core PS72/410-3. // Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA. – 2013
<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.817510>

136. Matthiessen J., Knies, J., Nowaczyk, N. R., & Stein, R.. Late Quaternary dinoflagellate cyst stratigraphy at the Eurasian continental margin,

Arctic Ocean: indications for Atlantic water inflow in the past 150,000 years
//Global and Planetary Change. – 2001. – Vol. 31. – №. 1-4. – pp. 65-86.

137. Merrill R. T., McElhinny M. W., McFadden P. L. The magnetic field of the earth: paleomagnetism, the core, and the deep mantle. – Academic Press, 1998. – T. 63.

138. Minicucci D. A., Clark D. L. A Late Cenozoic stratigraphy for glacial-marine sediments of the eastern Alpha Cordillera, central Arctic Ocean
//Glacial-marine sedimentation. – Springer, Boston, MA, 1983. – C. 331-365.

139. Mitra R., Tauxe L. Full vector model for magnetization in sediments
// Earth Planet. Sci. Lett. – 2009. – T. 286. – № 3-4. – C. 535-545.

140. Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W. and Kaminski, M. The cenozoic palaeoenvironment of the arctic ocean // Nature. 2006 – T. 441. – № 7093. – C. 601-605.

141. Morris T. H., Clark D. L., Blasco S. M. Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: A Pleistocene stratigraphy for the North Pole
//Geological Society of America Bulletin. – 1985. – T. 96. – №. 7. – C. 901-910.

142. Nagata T. Rock Magnetism. 1961. 350 c.

143. Newitt, L. R., Mande, M., McKee, L. A., & Orgeval, J. J. Recent acceleration of the north magnetic pole linked to magnetic jerks //Eos, Transactions American Geophysical Union. – 2002. – T. 83. – №. 35. – C. 381-389.

144. Niessen, F., Hong, J. K., Hegewald, A., Matthiessen, J., Stein, R., Kim, H., ... & Kang, S. H. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin //Nature Geoscience. – 2013. – T. 6. – №. 10. – C. 842-846.

145. Nørgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R.F., Thiede, J. and Kassens, H., Central Arctic surface ocean environment during the past 80,000 years // Paleoceanography. – 1998. – T.13. – № 2. C. – 193-204.

146. Not C., Hillaire-Marcel C. Time constraints from ^{230}Th and ^{231}Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequences from the Arctic Ocean: an example from the northern Mendeleev Ridge // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – T. 29. – №. 25-26. – C. 3665-3675.

147. Nowaczyk N. R. Detailed study on the anisotropy of magnetic susceptibility of arctic marine sediments // *Geophysical Journal International*. – 2003. – T. 152. – №. 2. – C. 302-317.

148. Nowaczyk, N. R., Antonow, M., Knies, J., & Spielhagen, R. F. Further rock magnetic and chronostratigraphic results on reversal excursions during the last 50 ka as derived from northern high latitudes and discrepancies in precise AMS ^{14}C dating // *Geophysical Journal International*. – 2003. – T. 155. – №. 3. – C. 1065-1080.

149. Nowaczyk, N. R., Frederichs, T. W., Kassens, H., Nørgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R. F., Stein, R., & Weiel, D. Sedimentation rates in the Makarov Basin, central Arctic Ocean: A paleomagnetic and rock magnetic approach // *Paleoceanography*. – 2001. – T. 16. – №. 4. – C. 368-389.

150. Nowaczyk N. R., Knies J. Magnetostratigraphic results from the eastern Arctic Ocean: AMS ^{14}C ages and relative palaeointensity data of the Mono Lake and Laschamp geomagnetic reversal excursions // *Geophysical Journal International*. – 2000. – T. 140. – №. 1. – C. 185-197.

151. Nowaczyk, N. R., Frederichs, T. W., Eisenhauer, A., & Gard, G. Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ka of the Brunhes Chron // *Geophysical Journal International*. – 1994. – T. 117. – №. 2. – C. 453-471.

152. Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff D. et al. Sediments in Arctic sea ice — entrainment, transport and release // *Marine Geology*. – 1994. – T. 119. – C. 185-214.

153. Oda H., Xuan C. Deconvolution of continuous paleomagnetic data from pass-through magnetometer: A new algorithm to restore geomagnetic and environmental information based on realistic optimization // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2014. – T. 15. – №. 10. – C. 3907-3924.
154. Ogg J. G. Geomagnetic polarity time scale // *Geologic time scale 2020*. – Elsevier, 2020. – C. 159-192.
155. Olsen N., Mande M. Will the magnetic North Pole move to Siberia? // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 2007. – T. 88. – №. 29. – C. 293-293.
156. Olson P., Aurnou J. A polar vortex in the Earth's core // *Nature*. – 1999. – T. 402. – №. 6758. – C. 170-173.
157. Opdyke N.D., Henry K.W. A test of the dipole hypothesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1969. – T. 6. – № 2. – C. 139–151.
158. O'Regan M. et al. Calcareous nannofossils anchor chronologies for Arctic Ocean sediments back to 500 ka // *Geology*. – 2020. – T. 48. – №. 11. – C. 1115-1119.
159. O'Regan, M., King, J., Backman, J., Jakobsson, M., Pälike, H., Moran, K., Heil, C., Sakamoto, T., Cronin, T.M. and Jordan, R.W. Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. – 2008. – T. 23. – №. 1.
160. Owens, P. N., Blake, W. H., Gaspar, L., Gateuille, D., Koiter, A. J., Lobb, D. A., ... & Woodward, J. C. Fingerprinting and tracing the sources of soils and sediments: Earth and ocean science, geoarchaeological, forensic, and human health applications // *Earth-Science Reviews*. – 2016. – T. 162. – C. 1-23.
161. Özdemir Ö., Dunlop D. J. Hallmarks of maghemitization in low-temperature remanence cycling of partially oxidized magnetite nanoparticles // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2010. – T. 115. – №. B2.
162. Parés J. M. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks // *Frontiers in Earth Science*. – 2015. – T. 3. – C. 4.

163. Park K. et al. Cyclostratigraphic age constraining for Quaternary sediments in the Makarov Basin of the western Arctic Ocean using manganese variability //Quaternary Geochronology. – 2020. – T. 55. – C. 101021.

164. Parkinson C. L., Cavalieri D. J. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006 //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2008. – T. 113. – №. C7.

165. Peterson, B. J., Holmes, R. M., McClelland, J. W., Vorosmarty, C. J., Lammers, R. B., Shiklomanov, A. I., ... & Rahmstorf, S. Increasing river discharge to the Arctic Ocean //science. – 2002. – T. 298. – №. 5601. – C. 2171-2173.

166. Philippe, É. G., Valet, J. P., St-Onge, G., & Thevarasan, A. Are paleomagnetic records from U-channels appropriate for studies of reversals and excursions? //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2018. – T. 19. – №. 11. – C. 4130-4142.

167. Phillips R. L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic //Marine Geology. – 2001. – T. 172. – №. 1-2. – C. 91-115.

168. Phillips R. L., Grantz A. Quaternary history of sea ice and paleoclimate in the Amerasia basin, Arctic Ocean, as recorded in the cyclical strata of Northwind Ridge //Geological Society of America Bulletin. – 1997. – T. 109. – №. 9. – C. 1101-1115.

169. Pike C. R., Roberts A. P., Verosub K. L. Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves //Journal of Applied Physics. – 1999. – T. 85. – №. 9. – C. 6660-6667.

170. Piskarev A. L., Kaminsky V. D., Poselov V.A., Kireev A. A., Savin V. A., Smirnov O. E., Bezumov D. V., Ovanesian G. I., and Elkina D. V. Morphology and Sedimentary Cover Structure of Long Segments of the Gakkel

Ridge //Dokl. Earth Sc. – 2023. – T. 508. – №. 1. – C. 1—5. DOI 10.1134/s1028334x22601791

171. Piskarev A. L. et al. Structure of the Laptev Sea Shelf–Eurasian Basin Transition Zone (Arctic Ocean) //Geotectonics. – 2018. – T. 52. – №. 6. – C. 589-608.

172. Piskarev A.L., Elkina, D. V. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // Scientific Reports. – 2017. – T. 7. – №. 1. – C. 1-8.

173. Polyak, L., Best, K. M., Crawford, K. A., Council, E. A., & St-Onge, G. Quaternary history of sea ice in the western Arctic Ocean based on foraminifera //Quaternary Science Reviews. – 2013. – T. 79. – C. 145-156.

174. Polyak L., Bischof, J., Ortiz, J. D., Darby, D.A., Channell, J. E. T., Xuan, C., Kaufman, D.S., Løvlie, R., Schneider, D.A., Eberl, D.D., Adler R.E., Council, E.A.. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. – 2009. – T. 68.

175. Poore R. Z., Phillips R. L., Rieck H. J. Paleoclimate record for Northwind ridge, western Arctic Ocean //Paleoceanography. – 1993. – T. 8. – №. 2. – C. 149-159.

176. Poselov V.A., Butsenko V.V., Kireev A.A., Smirnov O.E., Zholondz S.M. Seismic Stratigraphy of Sedimentary Cover //Geologic Structures of the Arctic Basin. – Springer, Cham, 2019. – C. 71-104.

177. Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., Almeev, R., Avery, A.A., Carvallo, C., Chapman, T., Christeson, G.L., Ferré, E.C., Godard, M., Heaton, D.E., Kirchenbaur, M., Kurz, W., Kutterolf, S., Li, H.Y., Li, Y., Michibayashi, K., Morgan, S., Nelson, W.R., Prytulak, J., Python, M., Robertson, A.H.F., Ryan, J.G., Sager, W.W., Sakuyama, T., Shervais, J.W., Shimizu, K., and Whattam, S.A., 2015. Expedition 352 methods. In Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., and the Expedition 352 Scientists, Izu-Bonin-Mariana Fore Arc. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 352: College Station, TX

(International Ocean Discovery Program).

<http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.352.102.2015>

178. Rigor I. G., Wallace J. M., Colony R. L. Response of sea ice to the Arctic Oscillation //Journal of Climate. – 2002. – T. 15. – №. 18. – C. 2648-2663. Roberts, A. P., Chang, L., Heslop, D., Florindo, F., & Larrasoana, J. C. Searching for single domain magnetite in the “pseudo-single-domain” sedimentary haystack: Implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2012. – T. 117. – №. B8.

179. Roberts, A. P., Heslop, D., Zhao, X., & Pike, C. R.. Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams //Reviews of Geophysics. – 2014. – T. 52. – №. 4. – C. 557-602.

180. Roberts A. P., Tauxe L., Heslop D. Magnetic paleointensity stratigraphy and high-resolution Quaternary geochronology: successes and future challenges //Quaternary Science Reviews. – 2013. – T. 61. – C. 1-16.

181. Roberts, A.P., Chang, L., Heslop, D., Florindo, F. and Larrasoana, J.C. Searching for single domain magnetite in the “pseudo-single-domain” sedimentary haystack: Implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2012. – T. 117. – №. B8.

182. Roberts A. P. High-resolution magnetic analysis of sediment cores: strengths, limitations and strategies for maximizing the value of long-core magnetic data //Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2006. – T. 156. – №. 3-4. – C. 162-178.

183. Roberts A. P., Pike C. R., Verosub K. L. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2000. – T. 105. – №. B12. – C. 28461-28475.

184. Rochette P., Jackson M., Aubourg C. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility //Reviews of Geophysics. – 1992. – T. 30. – №. 3. – C. 209-226.
185. Schneider, D.A., Backman, J., Curry, W.B. and Possnert, G. Paleomagnetic constraints on sedimentation rates in the eastern Arctic Ocean //Quaternary Research. – 1996. – T. 46. – №. 1. – C. 62-71.
186. Sellén, E., Jakobsson, M., Frank, M., & Kubik, P. W. Pleistocene variations of beryllium isotopes in central Arctic Ocean sediment cores //Global and Planetary Change. – 2009. – T. 68. – №. 1-2. – C. 38-47.
187. Sellén E., Jakobsson M., Backman J. Sedimentary regimes in Arctic's Amerasian and Eurasian basins: clues to differences in sedimentation rates //Global and Planetary Change. – 2008. – T. 61. – №. 3-4. – C. 275-284.
188. Sharma M., Basu A. R., Nesterenko G. V. Temporal Sr-, Nd-and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics //Earth and Planetary Science Letters. – 1992. – T. 113. – №. 3. – C. 365-381.
189. Simon Q., St-Onge G., Hillaire-Marcel C. Late Quaternary chronostratigraphic framework of deep Baffin Bay glaciomarine sediments from high-resolution paleomagnetic data //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2012. – T. 13. – №. 11.
190. Snowball I., Loughheed B. C., O'Regan M. Quaternary Sediments in the Arctic Ocean: Towards Solving a Paleomagnetic Conundrum //AGU Fall Meeting Abstracts. – 2014. – T. 2014. – C. GP21B-08.
191. Spielhagen, R. F., Baumann, K. H., Erlenkeuser, H., Nowaczyk, N. R., Nørgaard-Pedersen, N., Vogt, C., & Weiel, D. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history //Quaternary Science Reviews. – 2004. – T. 23. – №. 11-13. – C. 1455-1483.
192. Spielhagen, R. F., Bonani, G., Eisenhauer, A., Frank, M., Frederichs, T., Kassens, H., ... & Wachsner, M. Arctic Ocean evidence for late Quaternary

initiation of northern Eurasian ice sheets //Geology. – 1997. – T. 25. – №. 9. – C. 783-786.

193. Stein, R., Fahl, K., Schreck, M., Knorr, G., Niessen, F., Forwick, M., Gebhardt, C., Jensen, L., Kaminski, M., Kopf, A. and Matthiessen, J. Evidence for ice-free summers in the late Miocene central Arctic Ocean //Nature Communications. – 2016. – T. 7. – №. 1. – C. 1-13.

194. Stein, R. The Expedition PS87 of the Research Vessel Polarstern to the Arctic Ocean in 2014 // Berichte zur Polar-und Meeresforschung — Reports on polar and marine research. – 2015. – 688. – P. 273.

195. Stein R, Weller P, Backman J, Brinkhuis H, Moran K, Pälike H. Cenozoic Arctic Ocean climate history: Some highlights from the Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition// Earth and Life Processes Discovered from Subseafloor Environments: A Decade of Science Achieved by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). – 2014. – № 7. – C. 259.

196. Stein, R., Fahl, K. and Müller, J. Proxy reconstruction of Cenozoic Arctic Ocean sea ice history—from IRD to IP25 //Polarforschung. – 2012. – T. 82. – №. 1. – C. 37-71.

197. Stein R., Matthiessen J., Niessen F. Re-coring at Ice Island T3 site of key core FL-224 (Nautilus Basin, Amerasian Arctic): sediment characteristics and stratigraphic framework //Polarforschung. – 2010. – T. 79. – №. 2. – C. 81-96.

198. Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Krylov A., Seung-il Nam and Bazhenova E. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) //Polarforschung. – 2010. – T. 79. – №. 2. – C. 97-121.

199. Stein R. Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment. – Elsevier, 2008.

200. Stein, R., Kukina, N., Matthiessen, J., Müller, C., Nørgaard-Petersen, N., & Usbek, R. (1999). Lithostratigraphy of PS51 sediment cores. Berichte zur Polar- und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research). (Vol. 597).

Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 60-74.
[https://doi.org/ 10.2312/BzPM_0597_2009](https://doi.org/10.2312/BzPM_0597_2009)

201. Steuerwald B. A., Clark D. L., Andrew J. A. Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments //Earth and Planetary Science Letters. – 1968. – T. 5. – C. 79-85.

202. Stokes C. R. et al. Ice stream activity scaled to ice sheet volume during Laurentide Ice Sheet deglaciation //Nature. – 2016. – T. 530. – №. 7590. – C. 322-326.

203. Stoner J. S., St-Onge G. Magnetic stratigraphy in paleoceanography: Reversals, excursions, paleointensity, and secular variation. // Developments Mar Geol. – 2007; 1: – 99–138.

204. St-Onge G., Stoner J. S. Paleomagnetism near the north magnetic pole: a unique vantage point for understanding the dynamics of the geomagnetic field and its secular variations //Oceanography. – 2011. – T. 24. – №. 3. – C. 42-50.

205. St-Onge G., Stoner J. S., Hillaire-Marcel C. Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: centennial-to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes //Earth and Planetary Science Letters. – 2003. – T. 209. – №. 1-2. – C. 113-130.

206. Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M. and Hubberten, H.W. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia //Quaternary Science Reviews. – 2004. – T. 23. – №. 11-13. – C. 1229-1271.

207. Svindland K. T., Vorren T. O. Late Cenozoic sedimentary environments in the Amundsen Basin, Arctic ocean //Marine geology. – 2002. – T. 186. – №. 3-4. – C. 541-555.

208. Tauxe L. Essentials of paleomagnetism. – University of California Press, 2010.

209. Tauxe L., Steindorf J.L., Harris A. Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2006. – T. 244. – № 3–4. – C. 515–529.

210. Tauxe L., Kent D. V. A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: was the Ancient Magnetic Field Dipolar?: American Geophysical Union. – 2004. – C. 101–115.

211. Tauxe, L., Herbert, T., Shackleton, N.J. and Kok, Y.S. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1996. – T. 140. – № 1–4. – C. 133–146.

212. Verosub K.L., Ensley R.A., Ulrick J.S. The role of water content in the magnetization of sediments // *Geophys. Res. Lett.* – 1979. – T. 6. – № 4. – C. 226–228.

213. Verwey E. J. W. Electronic conduction of magnetite (Fe_3O_4) and its transition point at low temperatures // *Nature*. – 1939. – T. 144. – №. 3642. – C. 327–328.

214. Viscosi-Shirley, C., Mammone, K., Pisias, N., & Dymond, J. Clay mineralogy and multi-element chemistry of surface sediments on the Siberian-Arctic shelf: implications for sediment provenance and grain size sorting // *Continental Shelf Research*. – 2003. – T. 23. – №. 11–13. – C. 1175–1200.

215. Wahsner, M., Müller, C., Stein, R., IVANOV, G., Levitan, M., Shelekhova, E., & Tarasov, G. Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways—a synthesis // *Boreas*. – 1999. – T. 28. – №. 1. – C. 215–233.

216. Weigelt E., Jokat W., Franke D. Seismostratigraphy of the Siberian sector of the Arctic Ocean and adjacent Laptev Sea Shelf // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2014. – T. 119. – №. 7. – C. 5275–5289.

217. Wiers S, Snowball I., O'Regan M., Pearce C. and Almqvist B. The Arctic Ocean Manganese Cycle, an Overlooked Mechanism in the Anomalous Palaeomagnetic Sedimentary Record //Frontiers in Earth Science. – 2020. – T. 8.
218. Winkler, A., Wolf-Welling, T., Stattegger, K., & Thiede, J. Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG) //International Journal of Earth Sciences. – 2002. – T. 91. – №. 1. – C. 133-148.
219. Witte W. K., Kent D. V. Revised magnetostratigraphies confirm low sedimentation rates in Arctic Ocean cores //Quaternary Research. – 1988. – T. 29. – №. 1. – C. 43-53.
220. Xiao, W., Polyak, L., Wang, R., Löwemark, L., Mei, J., You, D., ... & Jin, X. Middle to Late Pleistocene Arctic paleoceanographic changes based on sedimentary records from Mendeleev Ridge and Makarov Basin //Quaternary Science Reviews. – 2020. – T. 228. – C. 106105.
221. Xu Q., W., Wang, R., Sufke, F., Lippold, J., & Not, C. Driving Mechanisms of Sedimentary ^{230}Th and ^{231}Pa Variability in the Western Arctic Ocean Through the Last Glacial Cycle //Paleoceanography and Paleoclimatology. – 2021. – T. 36. – №. 7.
222. Xuan C. et al. Paleomagnetism of Quaternary sediments from Lomonosov Ridge and Yermak Plateau: implications for age models in the Arctic Ocean //Quaternary Science Reviews. – 2012. – T. 32. – C. 48-63.
223. Xuan C., Channell J. E. T. Origin of apparent magnetic excursions in deep-sea sediments from Mendeleev-Alpha Ridge, Arctic Ocean //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2010. – T. 11. – №. 2.
224. Zubakov V. A., Borzenkova I. I. Global palaeoclimate of the late Cenozoic. – Elsevier, 1990.

Фондовая литература

225. Проведение комплексного геологического опробования и научно-методическое сопровождение геологических исследований в работах Арктика-2012 // Дополнение к отчету по договору № 20-13/2013-ВНИГРИ по палеомагнитному изучению осадочных кайнозойских пород в рамках объекта. ВНИГРИ. 2013.

226. Ульянов И. Магнитные свойства, состав глубоководных осадков и средние скорости осадконакопления на поднятии Менделеева, Северный Ледовитый океан. Выпускная квалификационная работа, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, 2018.

Интернет-ресурсы

227. The IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere. [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://www.metoffice.gov.uk/weather/climate-change/organisations-and-reports/ipcc-special-report-ocean-and-cryosphere> (дата обращения 18.03.2023)

228. National Snow and Ice Data Center. [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://nsidc.org/> (дата обращения 28.03.2023).

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

LCO — линейные средние скорости осадконакопления

AMS — анизотропия магнитной восприимчивости, anisotropy of magnetic susceptibility

ARM — идеальная (безгистерезисная) остаточная намагниченность, anhysteretic remanent magnetization

AWI — Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung

ChRM — характеристическая остаточная намагниченность (characteristic remanent magnetization)

CRM — химическая остаточная намагниченность, chemical remanent magnetization

FORC — кривых перемагничивания, First-Order-Reversal-Curve

GPTS — временная шкала геомагнитной полярности, geomagnetic polarity time scale

IRM — нормальная остаточная намагниченность, isothermal remanent magnetization

FC — охлаждение в поле

ZFC — охлаждение в нулевом поле

k_{\min} — минимальная ось тензора анизотропии магнитной восприимчивости

k_{int} — средняя ось тензора анизотропии магнитной восприимчивости

k_{\max} — максимальная ось тензора анизотропии магнитной восприимчивости

MAD — максимальное угловое отклонение, maximum angular deviation

NRM — естественная остаточная намагниченность, natural remanent magnetization

SIRM — нормальная остаточная намагниченность насыщения,
saturation isothermal remanent magnetization

WBD — объемная плотность во влажном состоянии, wet-bulk density

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

Рисунок 1. Карта-схема реконструированного максимума границ распространения ледниковых щитов в Плейстоцене из Dong и др. [66]	17
Рисунок 2. Схема основных морских течений в Северном Ледовитом океане [132]	19
Рисунок 3. Процессы, происходящие при осаждении, потенциально влияющие на приобретение ими остаточной намагниченности [208]	23
Рисунок 4. Обзорная карта станций отбора колонок донных осадков в области Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана, грид IBСАО v. 4.0 [107], где а — Арктика; б — увеличенная область Центрально-Арктических поднятий; в — увеличенная область поднятия Менделеева	29
Рисунок 5. Корреляции между шкалой геомагнитной полярности [42] и стандартными арктическими литологическими подразделениями по Clark et al. [51]	30
Рисунок 6. Магнитные и литологические параметры колонки 2185-6 [80]	32
Рисунок 7. Магнитостратиграфическая схема для колонки донных осадков 96/12-1рс полученная по данным палеомагнитных исследований, биостратиграфии и циклам магния и цвета осадков [112].....	33
Рисунок 8. Палеомагнитная корреляция донных осадков в колонках рейса Арктика-2000 (НЭС “Академик Федоров”) [21]	35
Рисунок 9. Схема сопоставления литологии и магнитостратиграфии в колонках рейса Арктика-2000 (НЭС “Академик Федоров”) [21].....	36
Рисунок 10. Результаты палеомагнитных измерений колонки ICE4-5 [128]	37
Рисунок 11. Палеомагнитные параметры колонки PS72/340-5: наклонение ChRM, соотношение k_{ARM}/k_{LF} и содержание крупнозернистой фракции	39
Рисунок 12. Результаты исследований колонки ARC-BN05 [66]	41
Рисунок 13. Результаты исследований колонок ARC5-ICE6 (а), ARC5-MA01(б) и ARC7-E26 (с) [220].....	43
Рисунок 14. Станции отбора колонок донных осадков, где изученные в данной работе колонки, выделены красным	50
Рисунок 15. Положение станций пробоотбора в ходе экспедиции НИС «Polarstern» AKR-XXIII/3, трансект через поднятия Менделеева.....	51
Рисунок 16. Положение станции опробования колонки KD12-03-10с	51
Рисунок 17. Положение станции опробования PS87/023-1 (чёрная стрелка)	52

Рисунок 18. Пример палеомагнитной ориентировки палеомагнитных образцов (отбор образцов IODP для палеомагнитных измерений) [177]....	53
Рисунок 19. Отбор пробы донных осадков при помощи пробоотборника u-channel из колонки PS72/396-5.	54
Рисунок 20. Пример отбора проб донных осадков при помощи кубических пробоотборников из колонки PS87/074-3	55
Рисунок 21. Пример отбора проб донных осадков при помощи стеклянных цилиндрических пробоотборников из колонки KD12-03-10с.	56
Рисунок 22. Наклонение I , естественная остаточная намагниченность J_n и магнитная восприимчивость донных осадков k_{LF} колонки KD12-03-10с	75
Рисунок 23. Результаты расчетов характеристической компоненты остаточной намагниченности по колонке KD12-03-10с	76
Рисунок 24. Примеры ступенчатого размагничивания переменным полем (AF) и размагничивания температурой (T) шести образцов колонки KD12-03-10с	77
Рисунок 25. Результаты палеомагнитных измерений колонок PS72/396-5 и PS72/410-3, поднятие Менделеева	80
Рисунок 26. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем, колонка PS72/396-5	81
Рисунок 27. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем, колонка PS72/410-3	82
Рисунок 28. Результаты палеомагнитных измерений и отбор дополнительных дискретных образцов по колонке PS72/396-5	85
Рисунок 29. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания температурой.....	87
Рисунок 30. Измерения магнитной восприимчивости после каждой ступени нагрева для контроля образования новых магнитных минералов.	88
Рисунок 31. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем вблизи предполагаемой границы Брюнес-Матуяма, колонка PS72/396-5	95
Рисунок 32. Результаты палеомагнитных измерений по колонке PS87/074-3	98
Рисунок 33. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем, колонка PS87/074-3	99
Рисунок 34. Результаты палеомагнитных исследований по колонке PS87/023-1, хребет Ломоносова. Слева на шкале глубин красными черточками обозначено деление колонки на секции	103
Рисунок 35. Интенсивность (J_n) и наклонение (I) естественной остаточной намагниченности и магнитная восприимчивость (k) колонки PS87/023-1, хребет Ломоносова.....	104
Рисунок 36. Пошаговое размагничивание переменным полем интервала 620 по 698 см с шагом 5 мТл в интервале от 0 до 40 мТл, с шагом	

10 мТл в интервале от 50 до 100 мТл, исключая шаг 60 мТл, колонка PS87/023-1	105
Рисунок 37. Ортогональные диаграммы ступенчатого размагничивания переменным полем, колонка PS87/023-1	106
Рисунок 38. Результаты палеомагнитных измерений колонки PS87/023-1	107
Рисунок 39. Палеомагнитные параметры для колонки PS72/396-5	110
Рисунок 40. Петромагнитные параметры для колонки PS72/396-5.	111
Рисунок 41. Палеомагнитные параметры для колонки PS72/410-3	112
Рисунок 42. Петромагнитные параметры для колонки PS72/410-3.	113
Рисунок 43. $k(T)$ кривые температурной зависимости удельной магнитной восприимчивости (χ) образцов, отобранных с разных глубин колонок PS72/396-5 (a-e) и PS72/410-3 (f-j).....	117
Рисунок 44. Намагниченность насыщения при криогенных температурах для образцов колонок PS72/396-5 и PS72/410-3	120
Рисунок 45. Петли магнитного гистерезиса для образцов колонки PS72/396-5 (a) и колонки PS72/410-3 (b). Отношение M_{rs}/M_s от отношения H_{cr}/H_c на теоретическом графике Дея для магнетита [68].	123
Рисунок 46. Кривые перемагничивания для образцов с разных глубин, колонка PS72/396-5 (a-f) и колонка PS72/410-3 (g-p) с указанием знака, соответствующего магнитного наклонения.....	126
Рисунок 47. Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости: слева — котловина Макарова [149]; справа — KD12-03-10с [76]	127
Рисунок 48. Анизотропия магнитной восприимчивости для 196 образцов из колонки PS72/396-5 (до глубины в 407 см).....	129
Рисунок 49. Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости 108 образцов по колонке PS87/074-3	130
Рисунок 50. Результаты исследований методом неравновесного Тория. (a) Слева показана активность ^{230}Th и ^{234}U активной зоны PS72/396-5, справа — результирующая активность $^{230}\text{Th}_{ex}$. На вставке справа увеличен участок с глубиной исчезновения $^{230}\text{Th}_{ex}$	132
Рисунок 51. Радиоактивный распад первоначального сигнала $^{230}\text{Th}_{ex}$ с возрастом в логарифмическом масштабе, иллюстрирующий, как начальная активность $^{230}\text{Th}_{ex}$ и аналитическая точность и достоверность влияют на расчетный возраст исчезновения.	133
Рисунок 52. Шкала геомагнитной полярности, использованная при построении магнитостратиграфии	136
Рисунок 53. Палеомагнитная корреляция колонок PS72/396-5 и PS72/410-3	138
Рисунок 54. Палеомагнитная корреляция донных осадков в колонке KD12-03-10с.	143

Рисунок 55. Результаты палеомагнитных исследований, упрощенная литологическая схема по Stein [194] и магнитостратиграфическая корреляция по колонке PS87/023-1.....	146
Рисунок 56. Магнитостратиграфия по колонкам PS87/023-1, PS87/074-3 и PS72/396-5.....	152
Рисунок 57. Схема корреляции временных границ плиоцен-четвертичных отложений через область ЦАП по палеомагнитным данным	157
Рисунок 58. Карта-схема средних скоростей осадконакопления в области Центрально-Арктических поднятий.....	158
Рисунок 59. Кальдера на современной оси спрединга в восточной части Евразийского бассейна.....	164
Рисунок 60. а — поперечное сечение кальдеры по данным многолучевого эхолотирования, профиль 2014-05; б — Вид на западный склон кальдеры с наложенным профилями многолучевого эхолотирования на гриде IBСАО v. 3.0 22; в — сейсмический разрез МОВ ОГТ по профилю 2014-05	165
Рисунок 61. Результаты минералогического анализа тяжёлой фракции донных осадков поднятия Менделеева.....	167
Рисунок 62. Магнитная восприимчивость K , естественная остаточная намагниченность (NRM) J_n , наклонение вектора NRM I и полярность намагниченности в колонке донных осадков KD12-03-10с поднятия Менделеева.....	168
Рисунок 63. Фото шлифа осадка из горизонта 114 см, колонка KD12-03-10с	170
Рисунок 64. Фото шлифа осадка из горизонта 118.5 см, колонка KD12-03-10с	170
Рисунок 65. Фото шлифа осадка из горизонта 170 см, колонка KD12-03-10с	171
Рисунок 66. Фото шлифа осадка из горизонта 175 см, колонка KD12-03-10с	172
Рисунок 67. Фото шлифа осадка из горизонта 180 см, колонка KD12-03-10с	173

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица. Средние скорости осадконакопления по колонкам, опробованным в Арктическом глубоководном бассейне

№	Колонка	Источник	Широта	Долгота	Глубина отбора, м	Средняя скорость осадконакопления, см/тыс. лет	Возрастная привязка
1	NWR 5	Poore et al., 1993 [175]	74.62	-157.88	1089	0.38	Подшва субхрона Харамильо
2	Core 4	Phillips and Grantz, 1997 [168]	74.61	-157.4	2430	0.86	Граница Брюнес/Матуяма (далее — Брюнес/Матуяма)
3	92PC-38	Phillips and Grantz, 2001 [167]	75.87	-155.7	1917	0.2	Начало IRD события 2.7 млн. лет назад
4	FL224	Clark et al., 1980 [51]	80.46	-158.81	3467	0.05	граница Матуяма/Гаусс (далее — Матуяма/Гаусс)
5	P1-88-AR (PC-10)	Grantz et al., 1996 [90]	74.73	-156.14	3899	120	Радиоуглеродное датирование
6	CESAR 102	Aksu, 1985 [31]; Aksu & Mudie, 1985 [30]	85.635	-111.118	1495	0.11	Брюнес/Матуяма
7	CESAR 103	Aksu and Mudie, 1985 [30]	85.64	-111.12	1585	0.1	Брюнес/Матуяма
8	CESAR 14	Aksu and Mudie, 1985 [30]	85.85	-108.36	1370	0.08	граница Гаусс/Гилберт (далее — Гаусс/Гилберт)
9	FL 331	Clark et al., 1980 [51]	84.27	-134.63	2659	0.09	Брюнес/Матуяма
10	FL 409	Clark et al., 1980 [51]	84.46	-127	2742	0.19	Брюнес/Матуяма
11	FL435	Clark et al., 1980 [51]	86.06	-129.54	2272	0.14	Брюнес/Матуяма
12	FL 228	Clark et al. 1980 [51]	80.82	-158.82	3632	0.1	Брюнес/Матуяма
13	FL207	Darby et al.1989 [59]	79.7	-170.167	3262	0.28	Брюнес/Матуяма
14	FL275	Darby et al., 1989 [59]	83.503833	-149.977	2884	0,03	Брюнес/Матуяма
15	FL277	Darby et al., 1989 [59];	83.581944	-149.445	2871	0.03	Брюнес/Матуяма

16	ARC4-BN05	Dong et al., 2017 [66]	80.484	161.465	3156	0.155	Брюнес/Матуяма, анализ опубликованных данных
17	PS72/396-5	Данная работа; Elkina et al., 2020 [72] Geibert et al., 2021 [82]	80.5778	162.318	2777	0.13;0.15	Брюнес/Матуяма; Матуяма/Гаусс; (изотопные исследования, Th)
18	PS72/410-3	Данная работа; Elkina et al., 2020 [72]				PS72/410-3	Брюнес/Матуяма; Матуяма/Гаусс
19	FL98	Steuerwald et al., 1968 [201]	77.66667	-174.9	Около 1600	0.23	Брюнес/Матуяма
20	FL143	Steuerwald et al., 1968 [194]; Darby et al., 1989[59]	78.566667	174.733333	1519	0.16	Брюнес/Матуяма
21	FL 196	Clark et al., 1984 [49]	80.56	-171.58	3327	0.06	Брюнес/Матуяма
22	FL 199	Clark et al., 1984 [49]	80.2	-172.79	2988	0.26	Брюнес/Матуяма
23	KD12-03-10c	Elkina, 2014 [75]	79.46247	-171.918	2200	0.16; 0.148;0.135	Брюнес/Матуяма; Матуяма/Гаусс; Гаусс/Гилберт
24	PS72/340-5	Bazhenova, 2012 [35]	77.6038	-171.493	2351	0.9	Брюнес/Матуяма, анализ опубликованных данных
25	AF-00-01	Piskarev et al., 2013 [21]	82.0085	-171.977	3110	0.11;0.7	Брюнес/Матуяма; Матуяма/Гаусс
26	AF-00-02	Gusev et al.2013 [91]	81.94767	-171.677	3228	0.11	Изотопные исследования, Th
27	AF-00-03	Piskarev et al., 2013	81.81183	-171.642	3321	0.13; 0.99	Брюнес/Матуяма; Матуяма/Гаусс
28	AF-00-04	Piskarev et al., 2013	82.0575	-175.153	2704	0.12; 0.10	Брюнес/Матуяма; субхрон в Матуяме
29	AF-00-07	Gusev et al.2013, [86]; Piskarev et al., 2013 [21]	82.054	-179.936	1555	0.131; 0.84	Брюнес/Матуяма; субхрон в Матуяме; Изотопные исследования, Th
30	AF-00-08	Piskarev et al., 2013 [21]	82.087	-179.867	1490	0.129; 0.101	Брюнес/Матуяма; субхрон в Матуяме
31	AF-00-23	Piskarev et al., 2013 [21]	82.01583	171.8998	2750	0.241; 0.115	Брюнес/Матуяма; субхрон в Матуяме
32	AF-00-28	Piskarev et al., 2013 [21]	81.915	167.872	2814	0.267; 0.95	Брюнес/Матуяма; субхрон в Матуяме
33	AF-0731	Gusev et al.2013 2017 [2]	78.8135	-171.948	2280	0.47	Изотопные исследования, Th

34	ARC5-ICE4	Liu и др., 2019 [128]	85.00033	145.239	2860	0.15; 0.05	Брюнес/Матуяма; Матуяма/Гаусс
35	94-PC29	Grantz et al., 2001 [89]	88.94	138.71	3010	0.04	До 220 см («нижний плиоцен») 5 млн лет; 0,06 см/тыс. лет, если возраст до 4,0 млн
36	ARC5-MA01	Xiao et al., 2020 [220], Xu et al. [221]	82.031	178.96	2295	0.21	Брюнес/Матуяма, Анализ опубликованных данных
37	ARC7-E26	Xiao et al., 2020 [220]	79.95	-179.697	1500	0.29	Брюнес/Матуяма, Анализ опубликованных данных
38	ARC5-ICE6	Xiao et al., 2020 [220]	83.628	161.764	2901	0.42	Брюнес/Матуяма, Анализ опубликованных данных
39	PS87/074-3	Данная работа; Elkina et al., 2020 [72]	82.71867	158.61467	2772	0.36	Брюнес/Матуяма
40	PS2757-8	Matthiessen et al., 2001 [136]	81.16	140.2	1230	1.6	Биостратиграфия (динофлагелляты), граница морских изотопных стадий MIS5/6 (до 130 тыс. лет назад)
41	PS2180-2	Nowaczyk et al. 2001 [150]	87.64	156.97	3991	1	Анализ данных палеоинтенсивности магнитного поля Земли
42	96/12-1pc	Jakobsson et al. 2000 [112]	87.1	144.77	1003	0.34	Брюнес/Матуяма, анализ опубликованных данных
43	PS2185-6	Friderichs, 1995 [80]; Spielhagen et al. 1997 [192]	87.53	144.17	1052	0.44/0.18	Брюнес/Матуяма; Гаусс/Гилберт
44	LOREX B24	Morris et al. 1985 [141]	89.08	-168.49	0	0.16	Интерполяция границы Брюнес/Матуяма
45	LOREX B8	Morris et al. 1985 [141]	88.5	-167.13	0	0.18	До подошвы субхрона Олдувэй
46	PS2190-1	Svindland and Vorren, 2002 [207]	90		4275	5.9	До 17 тыс. лет по возрастной модели [112]
47	PS87/030-1	Hillaire-Marcel et al., 2017 [100]	88.662	-61.542	1276.8	0.43	Изотопные исследования, Th

48	PS87/023 -1	Данная работа; Elkina et al., 2020 [72]	86.6372	-44.8997	2444, 8	0.36/0.5	Брюнес/Матуяма; кровля субхрона Олдувэй
50	PS2185- 5	Gard, 1993 [81]	87.53	144.17	1051	1.4	Данные по кокколитофоридам (представляет среднюю скорость голоцена на хребте Ломоносова).

Saint-Petersburg University

Manuscript copyright

DARIA VLADIMIROVNA ELKINA

PALEOMAGNETIC CHARACTERISTICS OF
SEDIMENTS COLLECTED AT THE CENTRAL ARCTIC
SUBMARINE ELEVATIONS OF THE ARCTIC OCEAN

Academic specialty 1.6.9. Geophysics

Thesis for a Candidate Degree in Geology and Mineralogy

Translation from Russian

Scientific supervisor:
Dr. Sci in Geology and Mineralogy
Alexey Lazarevich Piskarev-Vasiliev

Saint Petersburg
2023

CONTENTS

INTRODUCTION.....	5
MAIN PART	15
1. Sedimentation in the Central Arctic Submarine Elevations Complex during the Pliocene-Quaternary	15
1.1. Source areas and sedimentation rates in the Central Arctic Submarine Elevations Complex	15
1.2. Some aspects of sedimentary magnetization	20
1.3. Features of the geomagnetic field at high latitudes	23
1.4. Paleomagnetic studies of marine sediments collected in the Central Arctic Ocean.....	24
1.5. Age models	42
2. Methods	45
2.1. Coring sites	45
2.2. Paleomagnetic measurements	49
2.2.1. Sampling	49
2.2.2. Measurements of magnetic susceptibility.....	53
2.2.3. Measurements of natural remanent magnetization	53
2.2.4. Characteristic Remanent Magnetization	55
2.2.5. Additional demagnetization experiments	57
2.3. Rock magnetic measurements	58
2.3.1. Rock magnetic measurements on u-channels	59
2.3.2. Rock magnetic measurements on discrete samples	60
2.4. Radiometric studies.....	64
2.5. Mineralogical analysis and thin sections	65
2.6. Wet bulk density	66

3. Paleomagnetic characteristics of marine sediments in the Central Arctic Submarine Elevations Complex	67
3.1. Paleomagnetic studies	67
3.1.1. Paleomagnetic studies on marine sediments from the Mendeleev Ridge	67
3.1.2. Paleomagnetic studies on sediment core from the Podvodnikov Basin	88
3.1.3. Paleomagnetic studies on sediment core from the Lomonosov Ridge	92
3.2. Rock magnetic studies that control the reliability of paleomagnetic data	98
3.2.1. Rock magnetic studies on u-channels	98
3.2.2. Rock magnetic studies on discrete samples	103
4. Magnetostratigraphy and regional features of sedimentation rates... ..	120
4.1. $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ dating	120
4.2. Correlation of paleomagnetic data with Geomagnetic Polarity Time Scale	123
4.3. Mean sedimentation rates in the area of the Central Arctic Rises Complex	141
5. Anomaly magnetized horizons	149
5.1. Formation Time of the Caldera on the Gakkel Ridge	149
5.2. Evidence of eruption traces in the sediments	152
CONCLUSION	160
REFERENCES	161
LIST OF ABBREVIATIONS	188
LIST OF FIGURES	189

APPENDIX.....	193
---------------	-----

INTRODUCTION

Relevance of the study

The Arctic Ocean is a region of scrutinizing scientific interest for a variety of reasons. The evolution of the Arctic Basin throughout the geological history stays one of the topmost problems in geology and related Earth sciences. Paleoclimatic reconstructions will also benefit from understanding of processes acting in high-latitude areas, including timeframes of major glaciation events. Moreover, the Russian Federation, amongst other Arctic states, have made a submission to the Commission on the Limits of the Continental Shelf in respect of the continental shelf in the Arctic Ocean that required high-quality geological and geophysical observations and analyses carried out. To obtain a general picture of the geological development of the region and its further geotechnical exploration, one of the most important tasks is the dating of bottom sediments and the assessment of average sedimentation rates. To obtain a general picture of the geological development of the region and its further geotechnical exploration, one of the most important tasks is determining age of the marine sediments and assessing the average sedimentation rates.

Accurate age determination of marine sediments from the Central Arctic Ocean is still challenging and remains a subject of great debate. Due to the lack of adequate materials for biostratigraphy and stable isotope analyses and also applicability of the radiocarbon dating only within first meters, paleomagnetic reconstructions came into play here but though yielded ambiguous interpretations.

Numerous paleomagnetic studies were carried out on marine sediments from various parts of the Arctic Ocean where reverse magnetized sediments were assigned to different time scales and geochemical processes. Reverse magnetized sediments have been interpreted either as long-term reversals of the geomagnetic field [e.g., 11; 201; 138; 219; 21; 73; 128] or as short-term geomagnetic

excursions [e.g., 174; 112; 34; 148; 159] or as a result of a diagenetically induced chemical remanent magnetization (CRM), causing changes in the initial natural remanent magnetization [44; 223; 217]. That, as a result, led to the existence of contrasting age models, varying by an order of magnitude, for the Quaternary and, to some extreme, to discredit the application of paleomagnetic stratigraphy in the Arctic Ocean in general. Moreover, sedimentation rates in the Quaternary, determined for isolated morphological features in the Arctic Ocean, are often applied to the entire Arctic Ocean realm resulting in an inappropriate oversimplification of probably diverging regional depositional regimes.

State of the art

For the Mendeleev Ridge, the average sedimentation rates have been assessed as 0.8–1.6 mm/kyr according to the cores collected north of 83° N. That was determined, based on a position of the Brunhes-Matuyama paleomagnetic boundary, half a century ago [52; 201; 138]. Further, this data was questioned and revised towards “rejuvenation” of sediments [34]. The publication of Jakobsson et al. [112] about the relatively high sedimentation rates at the Lomonosov Ridge (7.2 mm/kyr) and, most importantly, the interpretation of negatively magnetized intervals as paleomagnetic excursions formed the basis of a number of publications, which considered the sedimentation rate in the Amerasian Basin.

Seven sediment cores (AF-00-01, AF-00-03, AF-00-04, AF-00-07, AF-00-08, AF-00-23, AF-00-28), collected during the cruise of RV *Akademik Fedorov* along the latitudinal profile across the Mendeleev Ridge near 82°N [21], showed the remanence vector polarity reversal boundary corresponding to the Brunhes-Matuyama boundary. In five cores, this boundary is located at a depth of 86–102 cm, and in two cores taken west of the Mendeleev Ridge, at a depth of 188 and 208 cm [21]. Thus, the average sedimentation rates according to these findings do not exceed 1.5 mm/kyr, increasing towards the Podvodnikov Basin.

A recent study by Xu et al. [221] on core ARC5-MA01 emphasizes the complexity of establishing an age model for the Arctic Ocean given that stratigraphic tie points are absent. The extinction age of the thorium excess $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ was preliminarily established at the base of MIS-5 based on the occurrence of *E. huxleyi*'s ages (*Emilania huxleyi*, coccolithophores) and radiocarbon dating. However, the lowest occurrence of *E. huxleyi* in the Arctic Ocean was recently revised to MIS 7 [158], indicating that the age of extinction is higher than suggested by Xu et al. [221]. As a result of this revision, the first occurrence of the negative inclination in the core may be much older than MIS 7 (> 240 kyr). To substantiate magnetostratigraphic interpretations, polarity records must be calibrated against independent biostratigraphic and radiometric data if unambiguous correlation with a well-dated record is not possible. Without this information, alternative interpretations of the polarity record are possible, such as in the work for the core sampled on the Lomonosov Ridge [80].

At the same time, in the publication by Xuan and Channel [223], the cores, which were obtained from the Mendeleev Ridge during the HOTRAX05 expedition, revealed short intervals of negative inclinations of the geomagnetic field, with predominantly positive inclinations. Those were considered as a possible result of the action of chemical remanent magnetization acquired during the oxidation of titanomagnetite in titanomaghemite, has become one of the main studies that call into question the applicability and reliability of paleomagnetic methods for studying the sediments of the Arctic Ocean. Moreover, core SWERUS-L2-13-PC1, 7.68 m long, collected on the Arlis Plateau [217], showed traces of similar changes. According to the authors, the rock-magnetic and chemical parameters studied by them in detail indicate diagenetic changes in the magnetic field after sedimentation: a mineral complex that may be associated with the manganese cycle in the Arctic Ocean.

Scope and scientific goals

The scope of this work is to obtain a reliable magnetostratigraphy of the sediment section across the region of the Central Arctic Rises, the Arctic Ocean, in order to determine mean sedimentation rates in the region during the Quaternary and Pliocene.

Scientific goals:

1. Carrying out paleomagnetic and rock magnetic studies, including selection, measurements and processing of the obtained data, in order to achieve high reliability in determining the directions of the characteristic remanent magnetization in the samples.
2. Determination of factors influencing the value of κ and NRM, which determine the appearance in sections of bottom sediments of both interlayers with anomalous magnetization (volcanic sediments) and secondary altered minerals, carriers of magnetization in sediments.
3. Determination of the positions of chrons and subchrons in the sediment cores for correlation and determination of the sedimentation-accumulation rate in different horizons of sedimentary strata.
4. Application of the results obtained to describe the paleo-geographical environment in the Arctic Ocean during the Quaternary and Pliocene.
 - to develop of a set of studies, which includes sampling, measurements and processing of the obtained paleomagnetic data, in order to achieve high reliability in determining directions of remanent magnetization in the studied samples.
 - to identify of the position of paleomagnetic chrons and subchrons in sediment cores for correlation and calculation of the sedimentation rate in different layers of sedimentary strata.

- to determine factors, that affects magnetic susceptibility and natural remanent magnetization, responsible for occurring in the sediments of both interlayers of anomalous magnetization (volcanic sediments) and secondarily altered ferromagnetic minerals.

Statements to be defended

1. The fixation of the primary paleomagnetic record by marine sediments of the Central Arctic Rises and its belonging to the inversions of the Earth's magnetic field are substantiated.
2. The boundary of the Brunhes-Matuyama chrons for the region of the Mendeleev Ridge is set at a level of a few meters, which corresponds to the mean sedimentation rate of several mm per thousand years. These sedimentation rates for the region of the Mendeleev Ridge have been established throughout the entire Quaternary period and up to the early Pliocene, increasing towards the Lomonosov Ridge.
3. In the Arctic Ocean, in the Pliocene-Quaternary, several episodes of volcanic activity were established, accompanied by the deposition of thin layers of volcanogenic (tephra) sediments, which differ significantly in magnetic properties from the enclosing strata.

Scientific novelty

1. For the first time for the Mendeleev Ridge, paleomagnetic studies that revealed negatively magnetized intervals of a significant length were carried out with such a high degree of detail in measurements (step of 0.5 cm) and further, in calculations of the characteristic remanent magnetization (ChRM), also supplemented with comprehensive examination of magnetic mineralogy in these sediments.

2. According to the paleomagnetic data, the cores of up to 8-meter length, collected in the southwestern part of the Mendeleev Ridge, have recorded

two major polarity reversal events, sequentially displaying the characteristic component inclination of predominantly one sign in larger than one meter intervals, justified by low values of the maximum angular deviation. These events are the Brunhes-Matuyama (0.773 Ma) and Matuyama-Gauss (2.595 Ma) polarity reversal boundaries. The identification of these boundaries within the first meters implies slow sedimentation rates, i.e. of 1-2 mm in kyr. The rates are supported by ^{230}Th excess measurements.

3. From the Mendeleev Ridge through the Podvodnikov Basin to the Lomonosov Ridge, a position of the Brunhes-Matuyama boundary deepens, while the magnetization pattern becomes more complicated. Thus, the sedimentation rates increase towards the Eurasian Basin.

4. Thin interlayers containing volcanogenic (ash) sediments have been identified in the sediments by studying anomalously magnetized horizons, which differ significantly in magnetic properties from the other strata. Based on that and other considerations several episodes of volcanic activity have been established for the region in the Pliocene-Quaternary. One of them is presumed to take place in the Pleistocene (about 1.1 million years ago) and was accompanied with an eruption of great power and volume of ejected material, resulting in the formation of a giant caldera in the axial part of the Gakkel Ridge.

Theoretical and practical application of the research

The average sedimentation rates, derived from the paleomagnetic studies, can be used to assess seismically identified horizons in a deeper sedimentary sequence. Also, these results are important for modeling and estimation of onsets and retrieval of major glaciations and other significant events that reflect climate fluctuations in the circumpolar region and in the global scale.

The data was used in subject-related and experimental methodological works and reports related to the geological study of the subsoil, carried out by Gramberg All-Russian State Research Institute for Geology and Mineral Resources of the

Ocean (VNIIOkeangeologia) and commissioned by Federal Agency for Mineral Resources (Rosnedra) in 2017-2021.

Materials

Five sediment cores, of 6 to 8 meters long, studied in this work, were collected in the deep part of the Arctic Ocean.

Core KD12-03-10c was carried out during the Russian high-latitude expedition Arcric-2012 to the region of the Mendeleev Ridge [16] and handed over to the author for the sampling by her scientific supervisor Alexey Piskarev. Cores PS72/396-5 and PS72/410-3 were recovered onboard of RV *Polarstern* during the expedition to the Mendeleev Ridge region in 2008 held by Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research (AWI), Bremerhaven [198]. Those cores were provided to the author for sampling of u-channels, then the PS72/396-5 samples was measured in St. Petersburg by the author, and the PS72/410-3 samples were measured in Germany.

Cores PS87/023-1 and PS87/074-3 were recovered during the AWI cruise in 2014 by RV *Polarstern* [194] from the Lomonosov Ridge, the ridge's segment closer to Greenland, and from the Podvodnikov Basin, respectively. Both cores provided were sampled for paleomagnetic studies and were further measured by the author St. Petersburg.

Methods

Paleomagnetic measurements, including stepwise demagnetization with an alternating magnetic field and temperature, on cores PS72/396-5, PS87/074-3, PS87/023-1 and KD12-03-10c were carried out at the Center for Geo-Environmental Research and Modeling (GEOMODEL) of the Research Park in St. Petersburg State University, and core PS72/410-3 was measured at the Faculty of Geosciences of the University of Bremen by T. Frederichs.

Paleomagnetic measurements on u-channel samples of cores PS72/410-3 and PS72/396-5, carried out in two different laboratories, also in order to check the repeatability of the results, have revealed good data convergence and consistency in the alternation of intervals, which carry positively and negatively characteristic magnetizations. Rock magnetic measurements, including ideal and normal magnetization experiments on long samples, were also carried out separately for these cores in the respective laboratories. Rock-magnetic studies, the purpose of which was a more detailed investigation of the magnetic mineralogy of reverse and normal magnetized intervals, were carried out at the Centre for Diagnostics of Functional Materials for Medicine, Pharmacology and Nanoelectronics of the St. Petersburg State University's Research Park as well as at the Faculty of Earth Sciences Bremen University. FORC (First-Order-Reversal-Curve) measurements were made at the Faculty of Geosciences of the University of Bremen by T. Frederichs.

Isotope-geochronological measurements were carried out on core PS72/396-5 at the Alfred Wegener Institute, covering the first three meters of the core starting from the surface [83].

The preparation and description of thin sections from core KD12-03-10c were carried out at «VNII Okeangeologia» by Vera A. Kosheleva and at Stock Venture «Polar Marine Geosurvey Expedition» by Irina G. Dobretsova, respectively.

Author's personal contribution

The author was the main mediator in organizing a joint study with the AWI, including the planning and implementation of a range of paleomagnetic and rock magnetic measurements. The author carried out the selection and control of storage of all samples, as well as performed paleomagnetic measurements and processing of the results of demagnetization for all cores except core PS72/410-3. The author also performed work on the processing of rock magnetic data and

their interpretation for cores PS72/396-5 and PS72/410-3. The author completed the construction, interpretation, calculations of average sedimentation rates, analysis and generalization of the obtained and published paleomagnetic and other data.

Degree of reliability and appraisal of the results

17 papers have been published on the topic of the dissertation, 2 of which are published in scientific journals peer-reviewed by the Higher Attestation Commission, and 3 are in the Web of Science and Scopus databases. The author wrote and defended with an "excellent" grade the final qualification work for the research under the program for training of scientific and pedagogical personnel in graduate school focused on "Geology" at St. Petersburg State University in 2019. Also, the results of the research were used in the preparation of subject-related and experimental methodological works and reports related to the geological study of the subsoil, carried out by VNIIOkeangeologia and commissioned by Rosnedra in 2017-2022, in which the author was also a contributor. The results were presented at 17 scientific Russian and international conferences, including AGU Fall Meeting (New Orleans, 2017, San Francisco, 2015-2014, USA), International Conference on Rock Magnetism (Utrecht, Holland, 2017), 20th Sedimentological Congress (Quebec, Canada, 2018) and 21st Sedimentological Congress (online conference, Beijing, China, 2022), EGU annual meeting (online conference, 2020) and School of Marine Geology (Moscow, 2022, 2017 and 2015).

Also, the data of paleomagnetic and rock magnetic measurements for core PS72/396-5 were published in the PANGAEA database for earth and environmental sciences [71].

Acknowledgements

The author is eternally grateful to her supervisor, Professor Alexei Piskarev, for support, motivation, scientific advice, and collaborative successful work over many years.

The author wishes to express her gratitude to the All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after Academician I. S. Gramberg (VNIIOkeangeologia) for the materials provided for the study; as well as to her colleagues in the Institute — Viktor A. Poselov, Sergey M. Zholondz, Evgeny A. Gusev, Alexei A. Krylov and Valentina V. Verba.

The author is grateful to Rüdiger Stein, Jens Matthiessen, Walter Geibert (Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research) and Thomas Friederichs (University of Bremen) for providing materials for the study and organizing the collaborative research.

The author would like to thank Andrey Kosterov for his help with paleomagnetic measurements and advice on processing measurements and interpretation, Leonid Surovitsky for the help with equipment and research organization, and Viktor Popov for scientific advice and critical thinking. The author is grateful to Stuart McDonald for his help in processing the data of core PS72/396, to Georgy Ovanesyan for the help with measurements of core PS87/074 and to Vasiliy Savin for the help with Figure 4, to Alexey Bochkarev and Andrey Vishnevsky for help with the text editing.

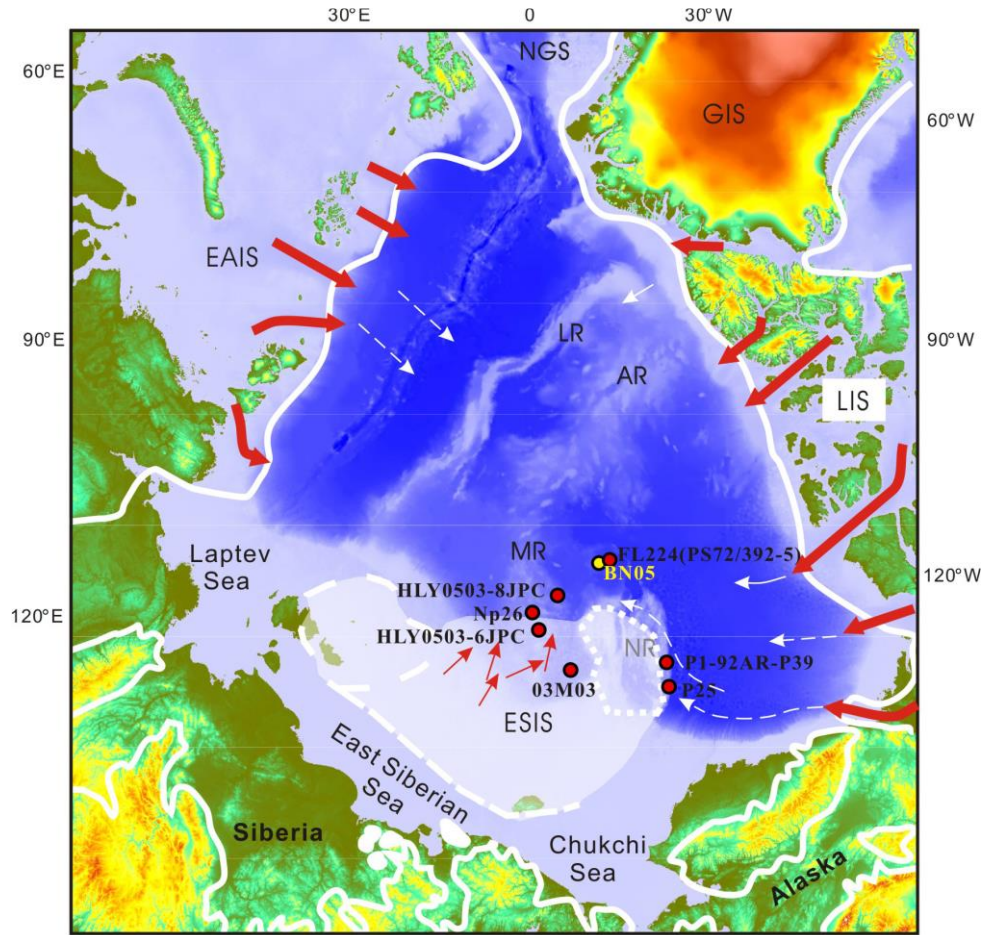
MAIN PART

1. SEDIMENTATION IN THE CENTRAL ARCTIC SUBMARINE ELEVATIONS COMPLEX DURING THE PLIOCENE-QUATERNARY

1.1. Source areas and sedimentation rates in the Central Arctic Submarine Elevations Complex

The Arctic Ocean is surrounded by continental masses of different lithological composition, which are in a variety of climatic, tectonic and physiographic conditions. The complex of the Central Arctic Rises includes the Lomonosov Ridge, the Alpha-Mendeleev Ridge, the Chukchi Plateau and adjacent basins separating these submarine elevations: the Podvodnikov Basin, the Makarov Basin, the Mendeleev Basin and the Chukchi Basin [176].

Figure 1 schematically shows the main geological structures of the circumpolar Arctic region [79]. The upper parts of the sections of the West Siberian Basin and the East Siberian Platform of the Eurasian continent mainly consist of terrigenous sediments. The Siberian traps (Putorana Plateau) constitute one of the most extensive provinces of flood basalts in the world [188]. The eastern part of the Okhotsk–Chukotka volcanic belt includes igneous rocks of acidic to intermediate composition, while intermediate to basic rocks are more characteristic of the Western part [214]. The Kara plate and the Taimyr fold belt, as well as the Ural and Novaya Zemlya fold belts, mainly consist of intrusive and metamorphic rocks. Outcrops of Alaska such as the Canadian-Alaskan Cordillera, the Brooks Range, and part of the North American Platform are composed primarily of intrusive, metamorphic, and clastic rocks. Outcrops of the Canadian Archipelago consist of carbonate and clastic rocks [168], while intrusive and clastic rocks are characteristic of Greenland [79].



LR – Lomonosov Ridge, MR – Mendeleev Ridge, AR – Alpha Ridge, NR – Northwind Ridge; NGS – Norwegian Greenland Sea. White lines show maximal Pleistocene limits reconstructed for Greenland, Laurentide, Eurasian, and East Siberian ice sheets (GIS, LIS, EAIS and ESIS, respectively) [78; 206; 144]. Proposed flow lines for grounded ice sheets and ice shelves (red and white arrows, respectively) are after Niessen et al. [144].

Figure 1. Map-scheme of the reconstructed maximum of the boundaries of the distribution of ice sheets in the Pleistocene [66]

Dissolved and suspended material is transported to the Arctic Ocean by such large rivers as the Lena and the Mackenzie, which, in turn, are the largest rivers from the Siberian and North American sides, directly affecting sedimentation in the Arctic basin of the Arctic Ocean. The transported material is further distributed by the currents in the Arctic Ocean in the water column and/or captured by the ice. The most significant circulations in the Arctic Ocean are two main systems of surface wind currents: the Beaufort Gyre in the Amerasian Basin and the Transpolar Drift, which carries water masses and ice to the Norwegian-Greenland Sea (see Figure 2). The strength and trajectory of currents varies

depending on changes in the atmospheric pressure of the Arctic Oscillation [178]. Sedimentation in the Arctic Ocean is controlled by sea ice, which transports entrapped sediments, but can also reduce its amount when they the ocean in the presence of a thick ice sheet [174]. During glacial/interglacial periods, numerous icebergs supplying material from the periphery of sea ice sheet outcrops to the Arctic Ocean influenced the dispersal and deposition of sedimentary material [e.g., 191; 174]. Fine grained sediments can also be transported by subsurface and deep water currents such as Atlantic waters [218].

Elements of the marine cryosphere, such as glaciers, ice shelves, icebergs, sea ice, etc., formed in various parts of the region and underwent evolutionary changes throughout its geological history, have influenced the geomorphological appearance of the Arctic Ocean, as well as the distribution of precipitation in the Arctic Ocean and adjacent seas, capturing a huge amount of terrigenous material [127]. Although river runoff is traditionally considered the main geochemical route for the supply of terrigenous compounds from sources to the marine environment, there is a lot of data as well showing that atmospheric and ice transport are important ways of supplying substances to the seas and oceans, including the Arctic Ocean and its seas [12; 13; 14; 152; 64; 25, 26].

Sediment transport by sea ice is recognized as one of the key processes affecting sedimentation patterns in the Arctic Ocean in the recent geological past [e.g., 199, 50; 37; 145; 36]. Accordingly, the distribution of ice cover can serve as one of the key factors influencing sedimentary regimes in the Pliocene-Quaternary. In addition to the sedimentary matter captured during the formation of ice, sedimentary material enters the Arctic seas and the Central Arctic in the composition of river ice carried into the sea during spring floods and icebergs that break away from glaciers on land [24]. The sediment transport by icebergs is of secondary importance in the modern Arctic Ocean, since icebergs are rare today due to the absence of large ice shelves. In the Arctic, present-day glaciers tend, usually, to end at the base of the fjords. That results in the sediment delivery

mainly to the inland fjords with relatively little ice rafting, which can reach the shelves, slopes and deep waters. Today, the ice flow and the associated transport of sediments into the Arctic Ocean are limited by Ellesmere Island, North Greenland, Svalbard Archipelago, Franz Josef Land and Severnaya Zemlya. On the other hand, during glacial periods, and especially during the transition from the late glacial to interglacial conditions, the transport of sediments by icebergs could become the main mechanism for their transport to the Arctic Ocean.

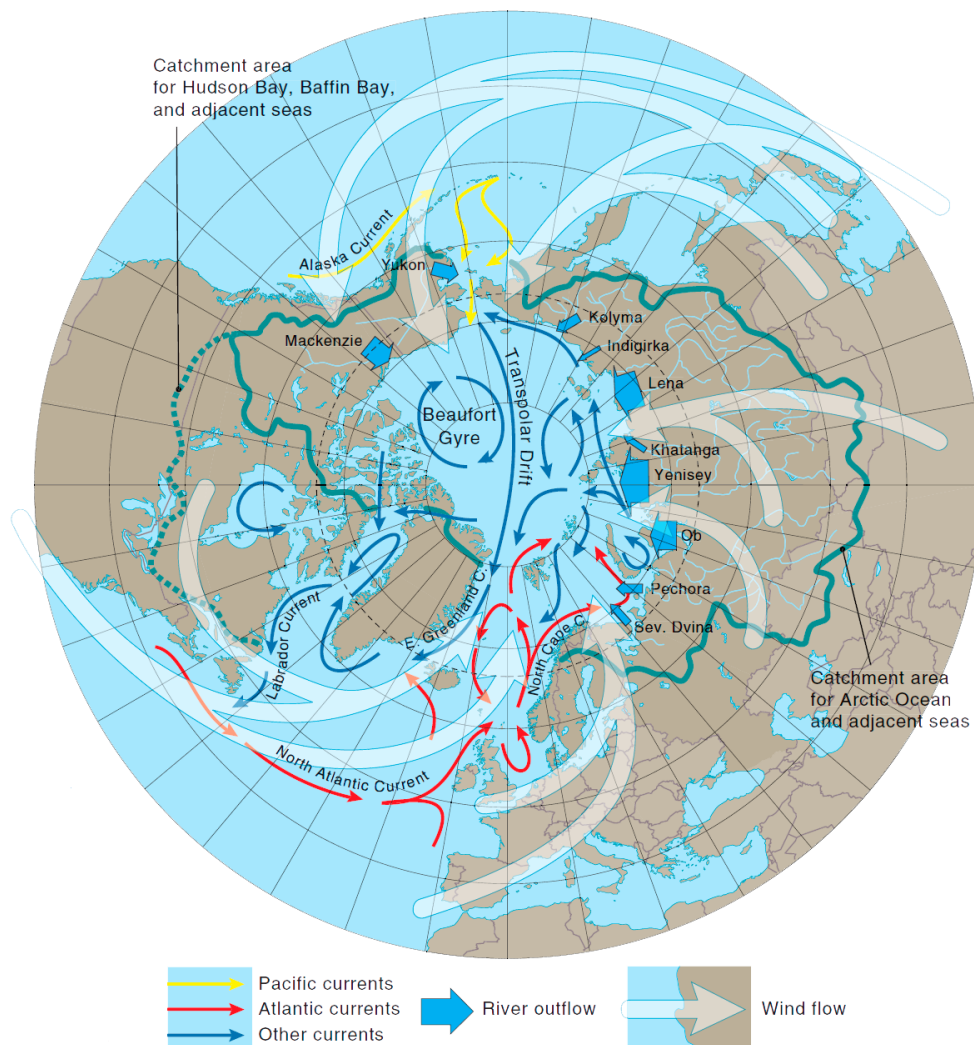


Figure 2. Main sea currents and drift sources in the Arctic Ocean [132]

Nowadays, sea ice with strong seasonal variability in marginal (shelf) seas is one of the most important characteristics of the Arctic Ocean [196]. If one talks about the current state of the ice cover in the Arctic Ocean, in the last decade there has been an even sharper reduction in its area, as well as a decrease in ice

thickness, than climate models even predicted [227]. In the geological past, more significant changes in the distribution of ice in the Arctic Ocean could occur: from the complete absence of ice, at least in summer seasons (in the Miocene) [193] to a stable multi-year ice cover and the presence of ice shelves covering the entire ocean [109]. Such changes have taken place over long time scales (e.g. transition from a warm, greenhouse climate to a cold, ice ages (Greenhouse/Icehouse) in the Paleogene), glacial/interglacial periods, and shorter-term events often associated with the expansion and retreat of glacial shields of the circumpolar Arctic [206, 199, 174].

To sum up, based on an analysis for the last five marine isotope stages (up to 130 ka) [7], the most significant factors affecting the sedimentation rate in the Arctic Ocean are circumcontinental zonality and the asymmetry of the supply of terrigenous material by rivers and coastal abrasion. The next one is the system of currents in the ocean where the circulation in the surface and bottom waters is the most important. The ice system also plays an important role, the value of which increases sharply during glaciations (especially their maxima).

The highest recent sedimentation rates in the Arctic Ocean (in the fjords and depocenters of the mixing zones of river and sea waters) reach several m/kyr, while in the deep-water bed they are sometimes less than 1 cm/kyr [8]. Thus, the difference in values can be up to three orders of magnitude. Reliable data on variations in sedimentation rates play an important role in calculations related to the determination of the thickness of the upper horizons of sedimentary rocks and the nature of sedimentation sources. At the same time, it is an established fact that there is a discrepancy between very high values of the ratio of the drainage basin area to the area of the sedimentation basin and low values of sedimentation rates in the center of the Arctic Ocean [34].

Although the distribution of sedimentation rates along the continental margins of the Arctic Ocean has a fairly high scatter, the rates tend to decrease in the pelagic direction with average values from 100 to 10 cm/kyr at the continental

margins and less than 1 cm/kyr in basins and submarine ridges and elevations [9]. Sediment accumulation in the deep-water part is due to the settling of perennial terrigenous suspension, one of the main sources of which here is river runoff. In general, during the Quaternary, the pelagic zones of the Arctic Ocean can be regarded as lacking in the supply of sedimentary material [9].

1.2. Some aspects of sedimentary magnetization

While the acquisition of magnetization by sediments has been studied theoretically, experimentally, and by means of simulations for more than 60 years [e.g., 114; 119; 142; 104; 118; 212; 63; 5, 211, 209; 43; 99; 209; 129; 139; 180], much is still unknown here. Numerous variables that exist in the acquisition of remanent magnetization introduce significant uncertainty and complicate the complete understanding of the process. These variables include sedimentation patterns, particle flocculation, granulation and pellet formation, bioturbation, compaction, diagenesis, and different contributions of biogenic and detrital magnetic minerals.

The sedimentary remanent magnetization is traditionally understood as the acquisition of magnetization at all stages, when a magnetic particle freely rotates in the aquatic environment, the post-sedimentation remanence is when a magnetic moment affects a magnetic particle already at the stage of consolidation, the chemical remanence is when the magnetic particle appears through the critical blocking volume in process of diagenesis (Figure 3).

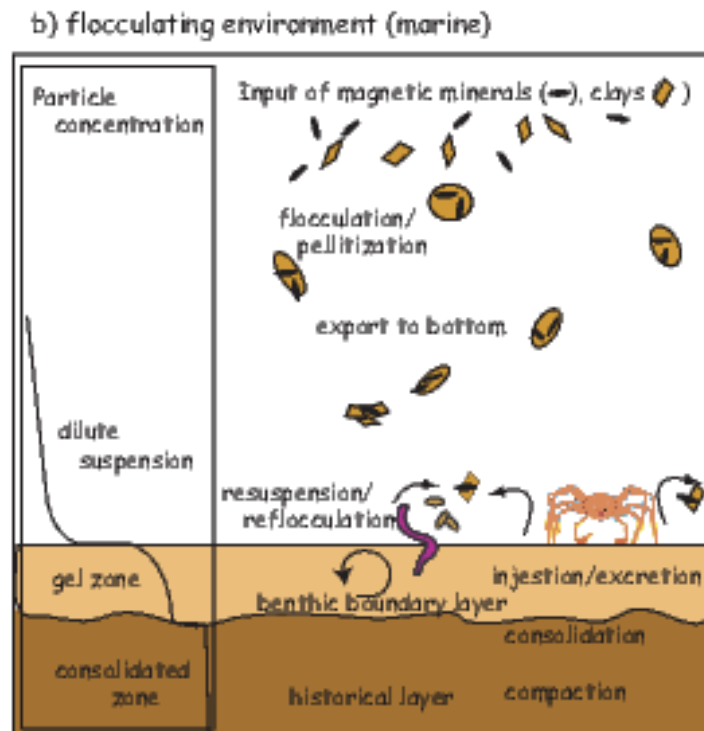


Figure 3. Processes during deposition potentially affecting the acquisition of remanent magnetization in sediments [208]

When a magnetic particle is deposited in a stream (water or air), it can rotate upon impact with the sedimentary substrate. The cumulative effect affects the preserved paleomagnetic inclination in such a way that it will be systematically underestimated [e.g., 114; 119; 210]. In addition, the compaction of sediments with depth also affects the direction of lowering the inclination due to a decrease in the pore space between particles during their lithification. However, the effect of lowering the inclination is rather related to the sedimentary remanent magnetization. For example, a wealth of sediment data provides a very good record of the expected mean geomagnetic field for a geocentric axial dipole [e.g., 157]. Such sediments are often bioturbated, suggesting that bioturbation reduces the packing density of the particles, and this allows the magnetic particles to align with the magnetic field more precisely after the last mixing, thereby increasing the postsedimentary remanent magnetization [104; 118].

Depending on the chemical composition of the water (salinity and pH level), magnetic particles can stick to clay particles due to van der Waals forces, and such

particles will further coalesce, forming larger flakes or coprolites, while being less magnetic. Flakes of such particles consist of magnetic and non-magnetic minerals, and as a result have a much lower total magnetization than isolated particles, which in turn leads to a different nature of the dependence on the magnetic moment in the aquatic environment. For example, our modeling predicts that small flakes (5 μm) will be almost completely parallel to the induced magnetic field (i.e., correspond to the saturation curve), while the remanence of larger flakes (25 μm) will be far from saturation, the more thus having a more linear dependence of the sedimentary magnetization on the induced field [209].

Despite the fact that post-depositional magnetization is considered to be an important mechanism for the acquisition of magnetization by sediments, the determination of the real factors responsible for this process and the locking depth at which magnetic particles are fixed in the sedimentary matrix remains rather ambiguous. For example, to expect the locking depth to remain fixed for a given sedimentary sequence is already making a big assumption [180]. The maximum depth of bioturbation within mixed sediments may be one of the key points for determining the locking depth, which is thus not constant over time, depending on changes in the productivity of burrowing forms of organisms in sediments, the flow of organic carbon to the bottom, etc.

And, finally, the occurrence of organic matter can have a strong influence on the magnetic properties of sediments, since iron-bearing minerals are strictly dependent on organic diagenesis. In addition, magnetite and other iron oxides can dissolve, while iron sulfides, including pyrite and greigite, can thereby form authigenically. The dissolution of highly active iron minerals (i.e. iron oxide hydrate, lepidocrocite and iron hydroxide) takes place in the iron reduction zone, while the dissolution of magnetite occurs throughout the sulfate reduction zone, and can lead to almost complete dissolution of the complex of detrital magnetic minerals [Roberts et al., 2013].

1.3. Features of the geomagnetic field at high latitudes

The science of magnetism and paleomagnetism of rocks, which includes the study of both the magnetic properties of rocks and the sequence of reversals and variations of the Earth's magnetic field that they preserve, has a long history. Dominant in this field of science is the surge of scientific activity in the middle of the 20th century, when the methodology of paleomagnetic studies was developed [137].

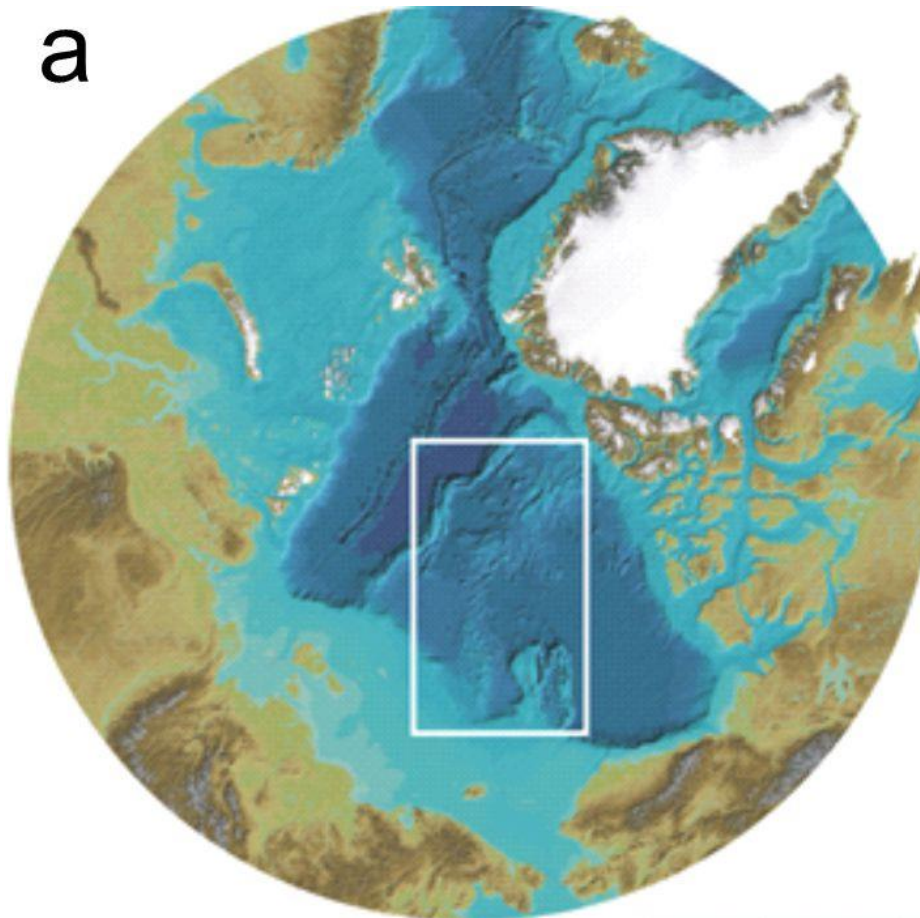
The history of changes in the parameters of the geomagnetic field in the Arctic Ocean is poorly studied and at the same time is not only of great regional importance, but also of importance for the study of the entire planetary system as a whole. Based on historical data, strong changes in the geomagnetic field in the region can be traced. For example, the north magnetic pole (the inclination at this point is 90°) has moved more than 1700 km in the last 100 years [155]. Taking into account the current decrease in the strength of the dipole field, such a course of this phenomenon may signal an upcoming reversal or excursion of the Earth's magnetic field [61]. Since historical records generally do not exceed 400 years, paleomagnetic studies are required to place knowledge of the geomagnetic field in the Arctic Ocean in the proper temporal context.

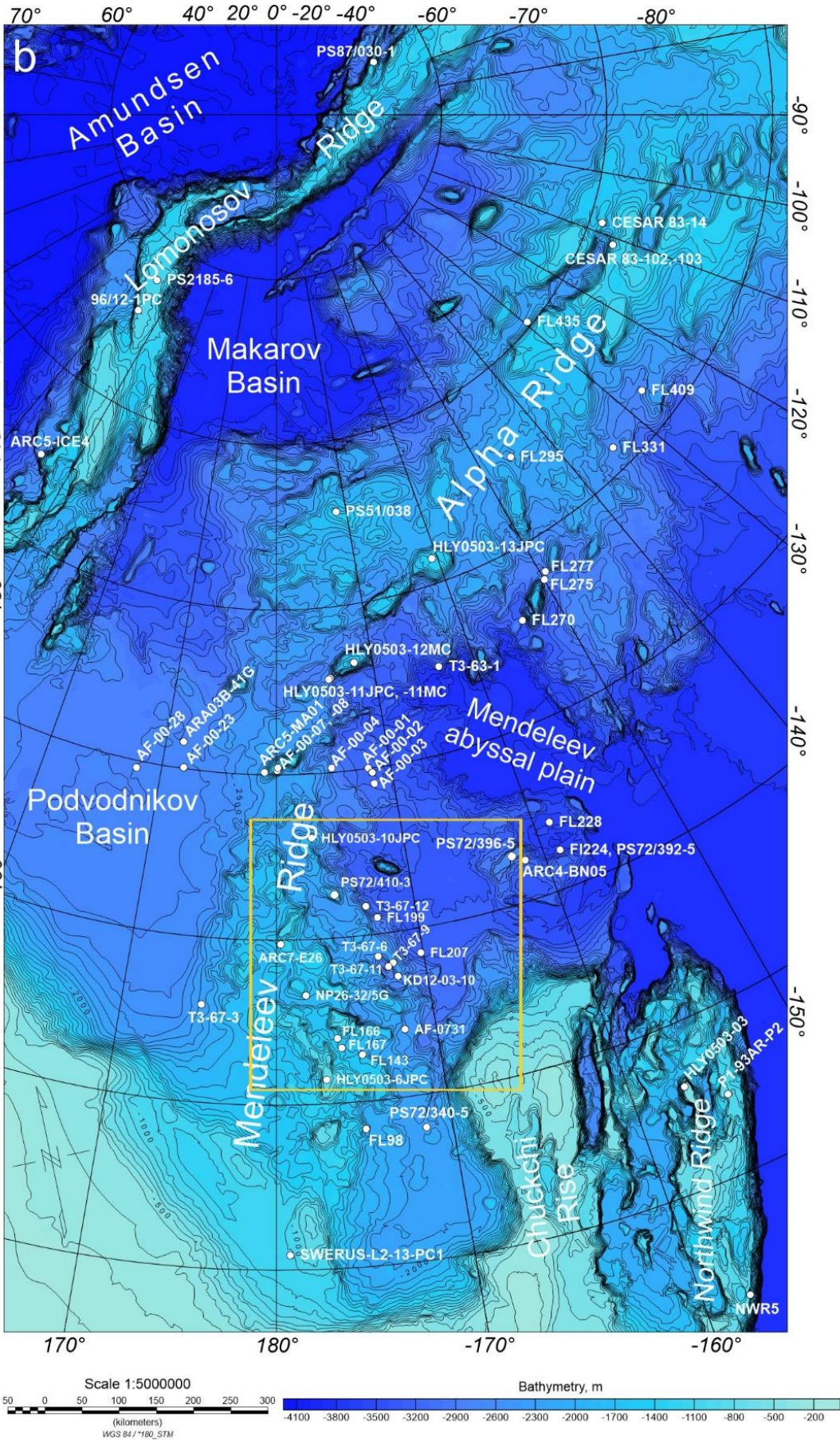
Historical observations and the geodynamo theory demonstrate that the Earth's magnetic field in the region of the North Pole is unique [39; 93; 156; 106; 101; 143; 46]. Numerical models of the geodynamo, which explain the origin of the geomagnetic field and its secular variations by the convection of an electrically conductive fluid in the outer core of the Earth, predict that both the convection in the outer core and the generated geomagnetic field can differ greatly in polar latitudes [204]. Thus, the Arctic, especially the high-latitude part, is a key area for studying geodynamo processes.

1.4. Paleomagnetic studies of marine sediments collected in the Central Arctic Ocean

Paleomagnetic studies of marine sediments of the Arctic Ocean were carried out on sediment cores selected in various parts of it (Figure 4) [e.g., 52; 130; 151; 149; 148; 147; Schneider et al., 1996; 201; 219; 21]. The interpretation of these studies is often debatable, and that points to the importance of creating a reliable chronology for the Quaternary Arctic sedimentary complexes and the associated contradictions and difficulties. Interpretation of reverse magnetized sediments as apparent reversals of the geomagnetic field [e.g. 52; 201; 219; 21; 20], or excursions [e.g., 112; 148; 159; 191], or as a result of diagenetically induced chemical remanence causing changes in the original remanence [223; 217] lead to different chronological patterns that can vary by an order of magnitude.

a





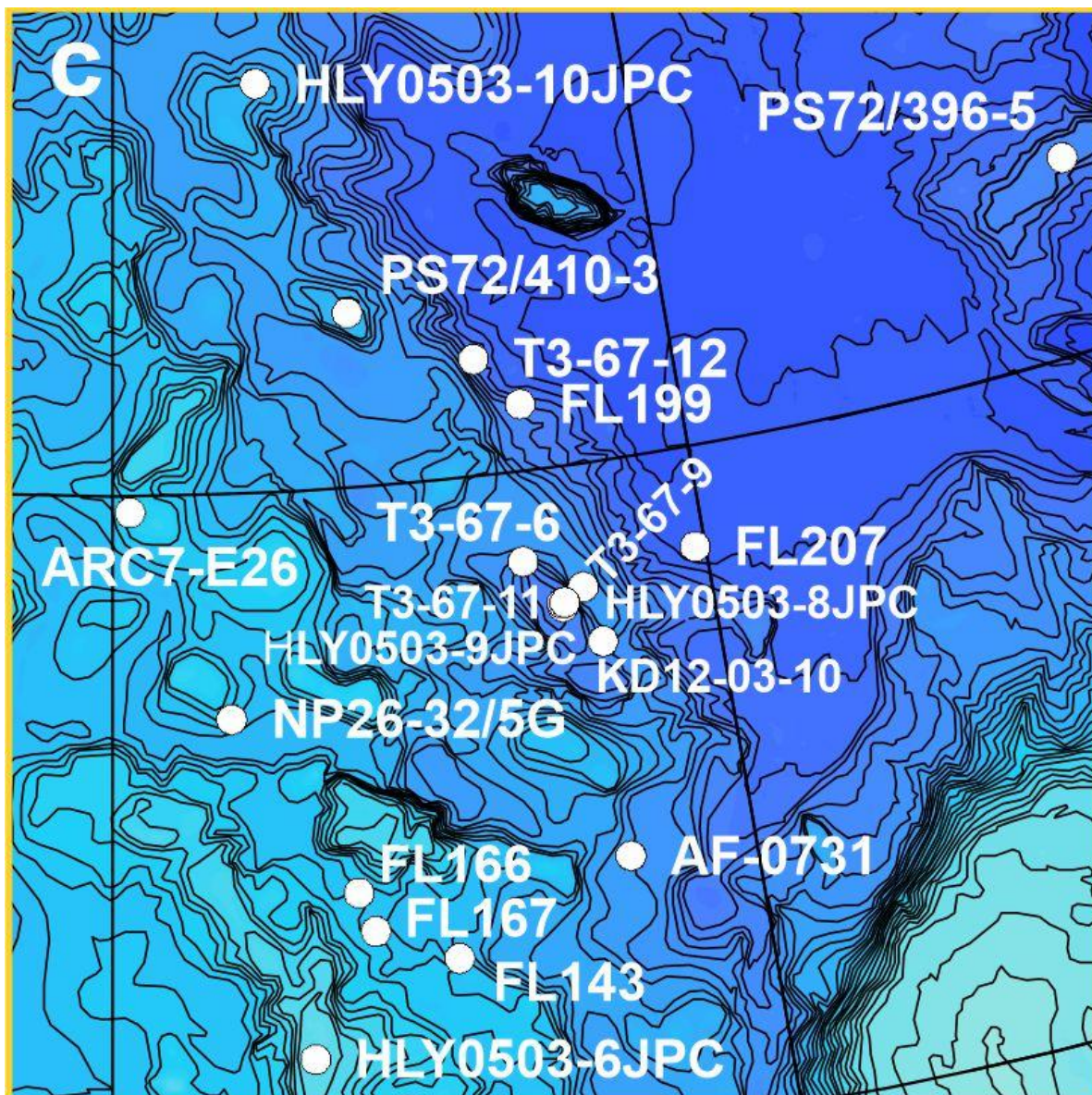


Figure 4. Map of coring sites in the Arctic on IBCAO grid, v. 4.0 [107]. The insets are: a – the circumpolar region; b – zoom into the Central Arctic Rises; c – zoom into the area of the Mendeleev Ridge

The demagnetization results of samples from two cores taken on the southeastern slope of the Mendeleev Ridge confirmed the position of the previously determined Brunhes-Matuyama boundary in core T3-67-6 at a depth of 228 cm, and in core T3-67-12 at a depth of 85 cm. Thus, the sedimentation rate during the Brunhes at these stations was determined as ca. 1 and 3 mm/kyr [219].

Higher sedimentation rates were obtained during paleomagnetic studies at the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin. Thomas Frederichs [80] performed a detailed paleomagnetic study of sediment cores taken from the Lomonosov

Ridge (e.g., core PS2185-6, see Figure 4), the Amundsen Basin, the Yermak and Morris Jesup Rise, and the Fram Strait. According to those, the established age leads to mean sedimentation rates of up to several cm per thousand years. At the same time, according to an alternative age model for cores sampled at the Lomonosov Ridge and the Morris Jesup Rise, the sedimentation rate is from 1 to 4 mm/kyr. Thus, at site 2185-6 (Figure 6), located in the polar part of the Lomonosov Ridge, the average sedimentation rate is determined as 4.4 mm/kyr according to the Brunhes-Matuyama polarity reversal boundary established at a depth of 345 cm, and 2.1 mm per thousand years along the Matuyama/Gauss boundary [80].

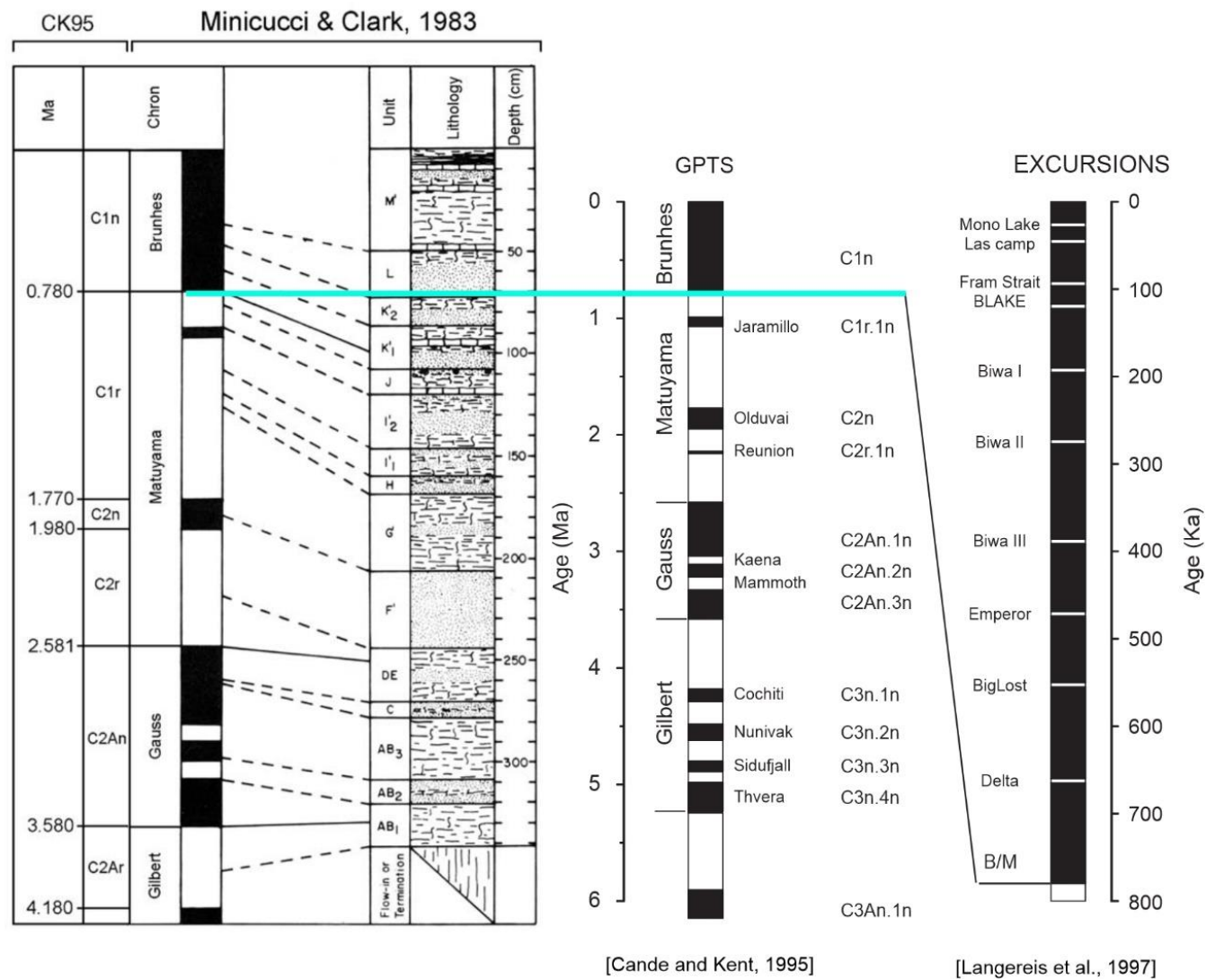
Higher sedimentation rates were obtained according to paleomagnetic studies on cores from the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin. Frederichs [80] performed a detailed study of the sediment cores taken from the Lomonosov Ridge (e.g. core 2185-6, see Figure 4), the Amundsen Basin, the Yermak and Morris Jesup rises, and the Fram Strait. According to the result, the established age model leads to a sedimentation rate of up to several cm/kyr. At the same time, an alternative age model for cores from the Lomonosov Ridge and Morris Jesup Rise, the sedimentation rate is from 1 to 4 mm/kyr. Thus, at station 2185-6 (Figure 6), located in the polar part of the Lomonosov Ridge, the average sedimentation rate can be determined as 4.4 mm/kyr according to the Brunhes-Matuyama polarity reversal boundary established by the author at a depth of 345 cm, and 2.1 mm/kyr along the Matuyama-Gauss boundary.

The well-recognized paper by Jakobsson et al. [112] introduced a paleomagnetic study of core 96/12-1pc, 722 cm long (Figure 7), taken at 1 km water depth in the polar part of the Lomonosov Ridge. The Brunhes-Matuyama boundary is set at a depth of about 5.5 m (Figure 7) [112], although the shape of the inclination curve could suggest that this boundary should be drawn at a depth

of 2.7 m. Then the sedimentation rate in the Brunhes would be 3.4 mm/kyr. In any case, the shape of the inclination curve starting from 2.7 m remains unexplained, since the total number of reverse magnetized samples in this interval of the core exceeds 30% of their total number, which is not typical for the Brunhes. It can be assumed that the positive magnetization of a number of horizons in this and other cores, similar in appearance, is of a chemical nature and is associated with post-sedimentary diagenetic processes.

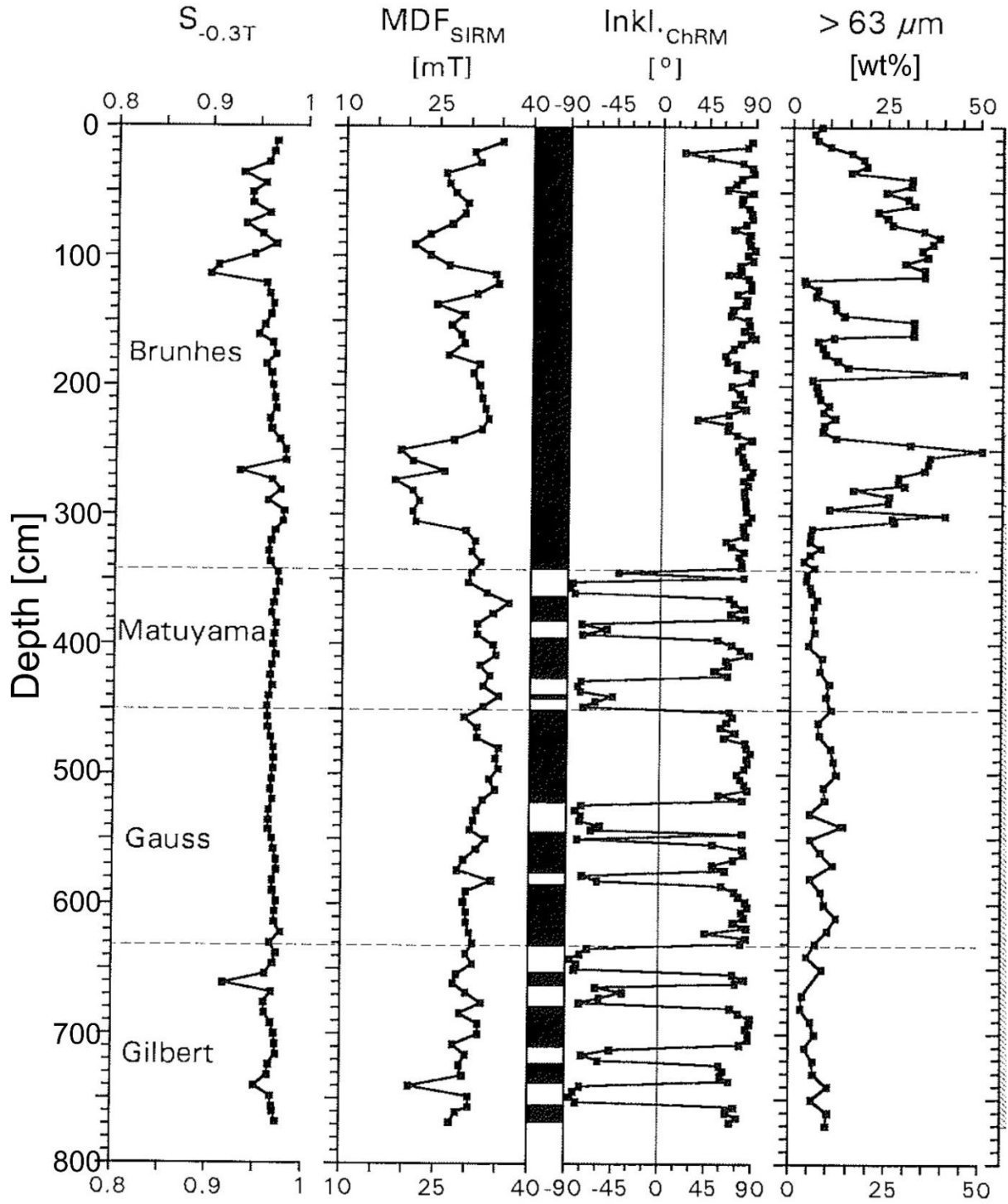
Sediments from the Lomonosov Ridge has also come to be seen as being subject to various processes affecting the initial direction of NRM and causing such a frequent alternation of positively and negatively magnetized intervals [33].

Preliminary results of a study of a 7-m sediment core recovered from the Lomonosov Ridge during the LOMROG III expedition [190] concluded that the reverse component, characterized by a narrow coercive spectrum, can be considered as a result of secondary magnetization, possibly acquired as a result of diagenesis of rapidly formed and fine-grained material. Disturbance of the uniformity of the stratigraphic pattern can also be associated with erosion processes on the Lomonosov Ridge [109].



Modified after Backman et al. [34].

Figure 5. Correlations between the GPTS and standard of Clark et al. [51]



From left to right: $S_{-0.3T}$ ~ antiferromagnetic to ferrimagnetic particles ratio, MDF_{IRM} - median destructive field of the SIRM, polarity time scale according, $Incl_{ChRM}$ - inclination of the characteristic remanent magnetization, $> 63 \mu m$ — weight percent of coarse fraction [80].

Figure 6. Magnetic and lithologic parameters of core 2185-6

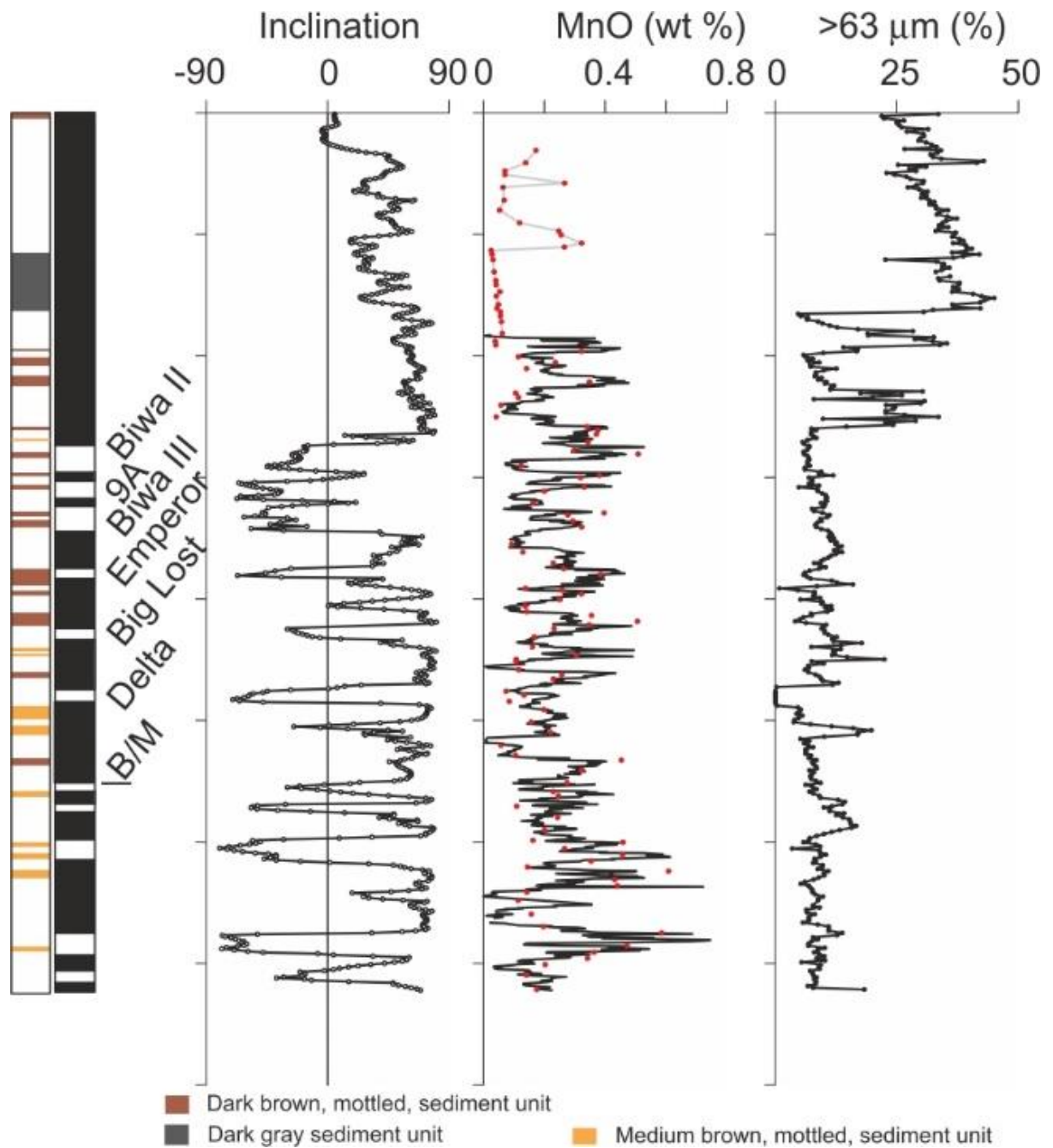


Figure 7. Magnetostratigraphy of core 96/12-1pc derived from paleomagnetic data, biostratigraphy and manganese and color cycles [112]

Seven sediment cores up to six meters long, collected [22] in the area of the Mendeleev Ridge, were studied using paleomagnetic methods. The cores were taken in 2000 during the cruise of RV *Akademik Fedorov* along the latitudinal profile crossing the Mendeleev Ridge near 82°N. Their lengths vary between 240 and 334 cm.

Based on the data obtained, a magnetostratigraphic correlation was built, where ages are traced up to the early Pliocene (Figure 8). Paleomagnetic studies of the 2000 collection taken from the Mendeleev Ridge made it possible to determine the Brunhes–Matuyama boundary in all cores. In five cores, this boundary is located at a depth of 86–102 cm, and in two cores taken west of the Mendeleev Ridge, at a depth of 188 and 208 cm. Moreover, in three cores, the Matuyama–Gauss boundary was determined. As an additional parameter for correlation of the identified paleomagnetic reversals, the authors took into account lithological boundaries (Figure 9) as well as the synchronous peaks of the natural remanent magnetization intensity and of magnetic susceptibility that appeared near most of the boundaries of the established chrons. The latter observation could indicate a short-term change in sedimentation environments. These results, in contrast to the aforementioned, widely accepted at the beginning of the 21st century estimates of average sedimentation rates in cm/kyr and projected over the entire Arctic Ocean, showed that the sedimentation rate during the Quaternary on the Mendeleev Ridge, as well as most of the Pliocene can be characterized as rather low.

Core ICE4-5, 4.15 m long, was taken in the central part of the Lomonosov Ridge [128]. As a result of paleomagnetic measurements of the u-channel samples, carried out with a one-centimeter step, an interval of negative inclinations with a thickness of about 1 m was revealed (interval R1 in Figure 10). These paleomagnetic determinations were supported by detailed rock magnetic studies, transmission electron microscopy (TEM) measurements with energy-dispersive X-ray spectral analysis of magnetic extracts, and both temperature and alternating field demagnetization of discrete samples. The authors interpret the interval of negative inclinations as a record of reverse polarity corresponding to the Matuyama Chron (0.78–2.581 Ma), thereby establishing average sedimentation rates of 1.5 mm/kyr for the first 780 ka (Brunhes Chron) and 0.5 mm/kyr during the Matuyama.

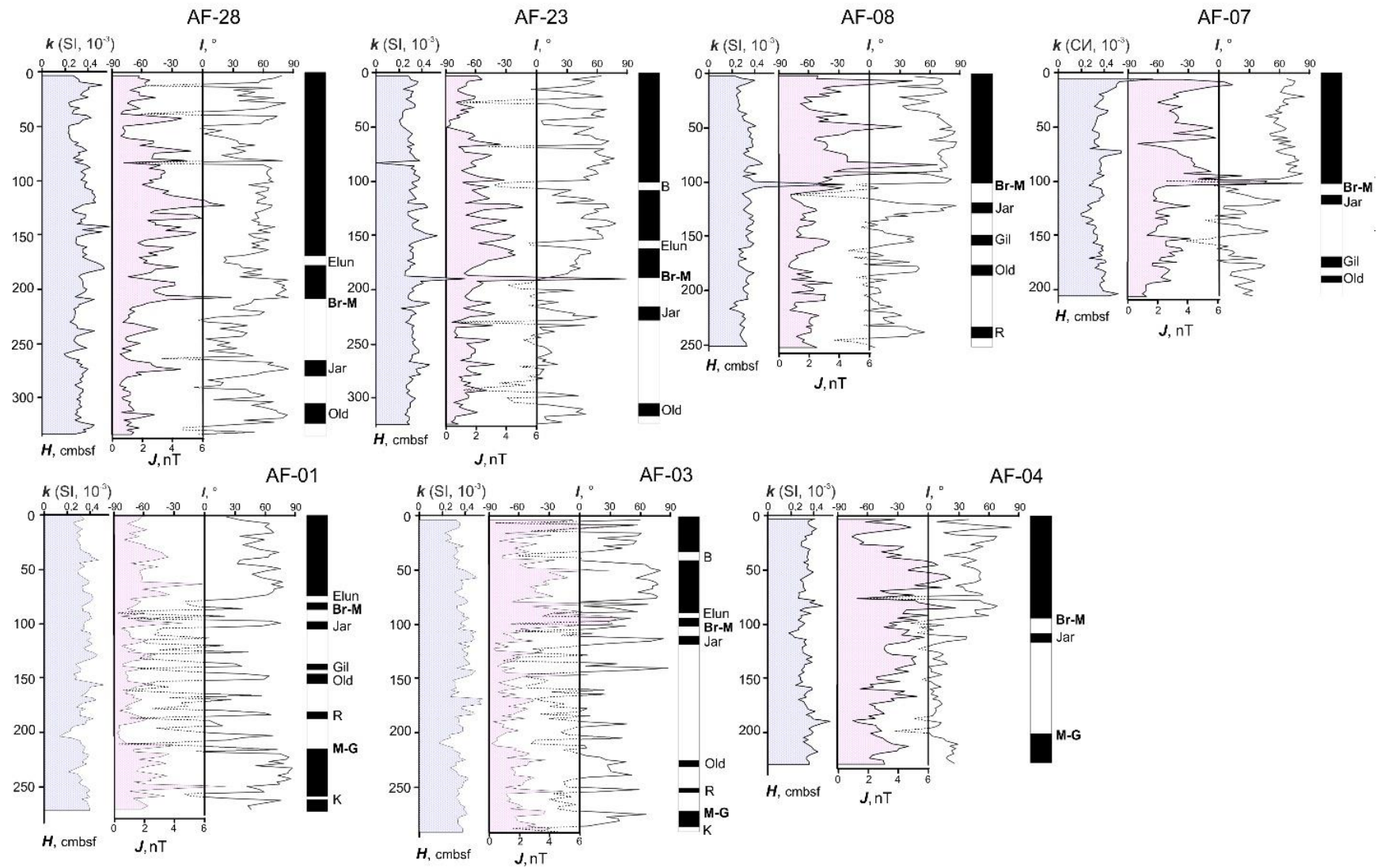
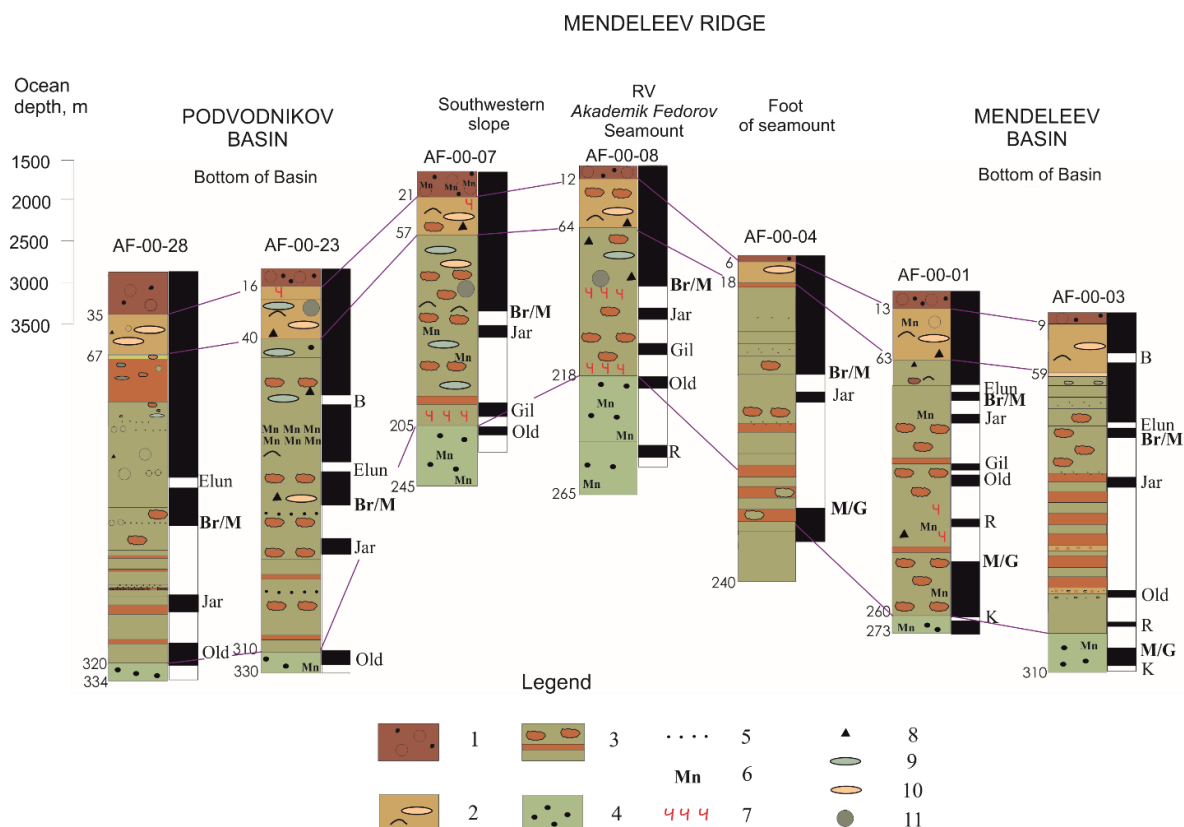


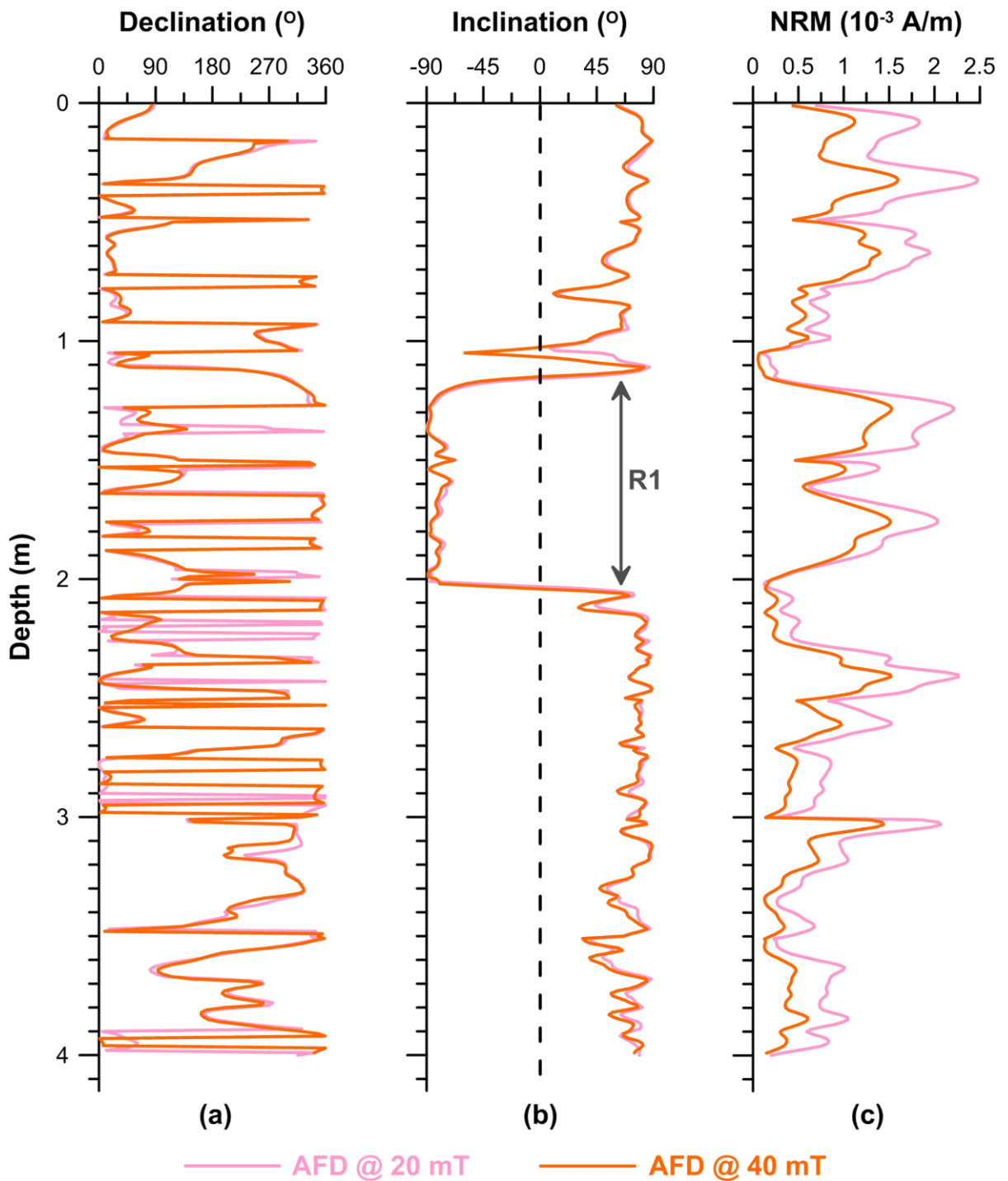
Figure 8. Paleomagnetic results and stratigraphic correlation of the cores collected onboard RV *Akademik Fedorov* in the Mendeleev Ridge, in 2000 [22]



1 — “oxidized” pelites, 2 — calcareous pelites, 3 — variegated pelites, 4 — spotted (mottled) pelites, 5 — sand interlayers, 6 — Mn microconcretions and crusts, 7 — Fe hydroxides, 8 — inclusions of rock fragments, 9 — clayed lenses, 10 — calcareous lenses, 11 — clayed pellets.

Figure 9. Lithology and paleomagnetic correlation of the cores collected onboard RV *Akademik Fedorov* in the Mendeleev Ridge [22]

Core PS72/340-5 (about 8 m long) carried out in the area of the Mendeleev Ridge, closer to the shelf, in the Chukchi abyssal plain (see Figure 4), was studied in a PhD thesis [35], in the course of which detailed paleomagnetic and rock-magnetic measurements were carried out on discrete samples (Figure 11). The author notes that the parameter $k_{\text{ARM}}/k_{\text{LF}}$ of the size of magnetic particles (the ratio of the anhysteresic susceptibility to the magnetic susceptibility in low field) showed maximum values at the depths, which are called “brown” according to the minimum lightness (parameter L^* of the $L^*a^*b^*$ color space) and according to the already established designation in some publications about the Arctic sediments [for example, 112]. The CIE- $L^*a^*b^*$ system is widely used to characterize color in spectrometric analysis in the laboratory, as well as to assess the contribution of individual pigments [1].

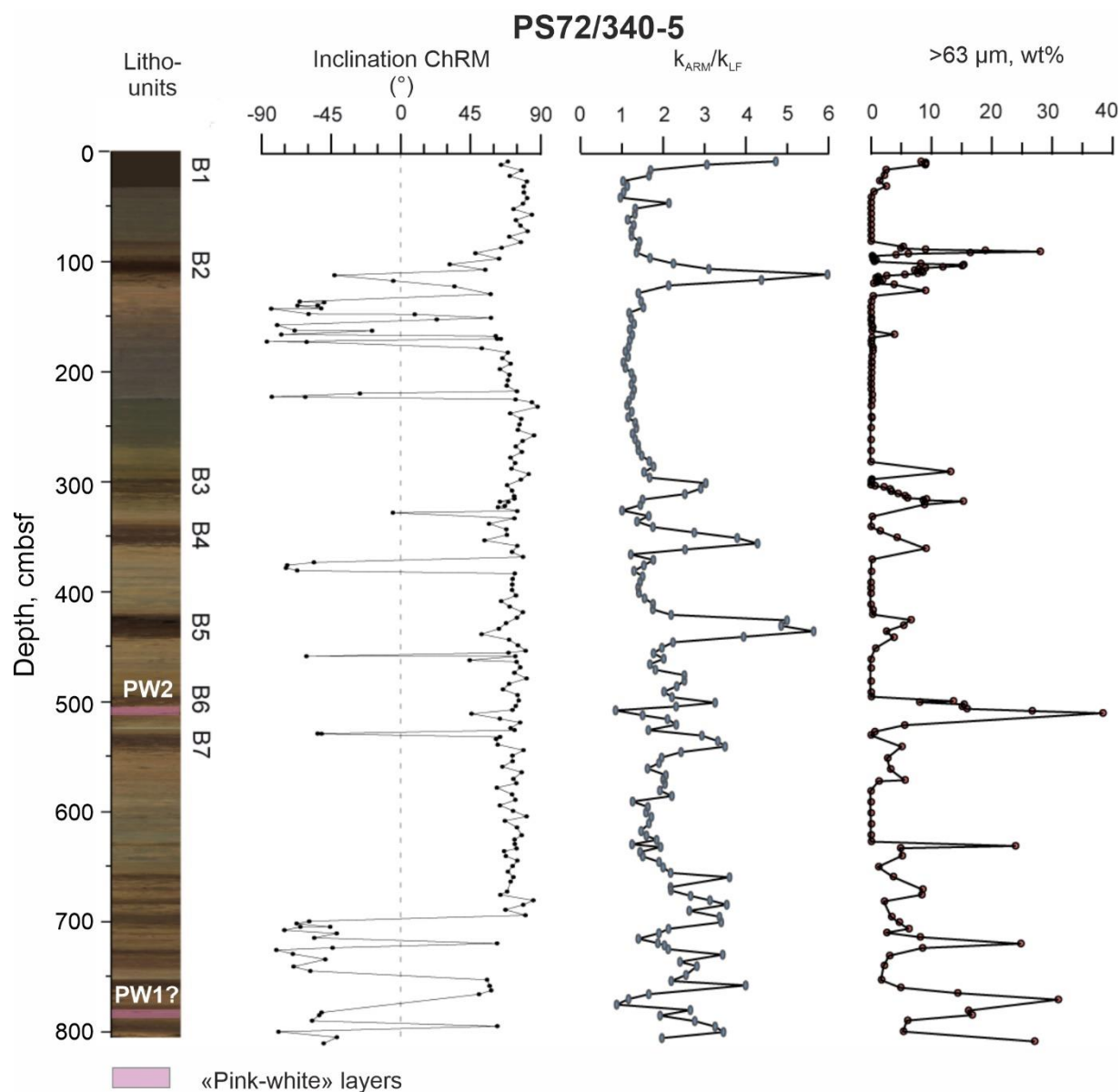


Alternating field demagnetization (AFD) results of 20 mT (pink lines) and 40 mT (orange lines) where (a) magnetic declinations, (b) inclinations, and (c) natural remanent magnetization (NRM). Note that declination values are arbitrary, as the studied core is not oriented in azimuth.

Figure 10. Results of paleomagnetic measurements on core ICE4 [128]

The correlation between $k_{\text{ARM}}/k_{\text{LF}}$ and sand content ($>63 \mu\text{m}$, % mass) means that the size of magnetic particles depends on a presence of IRD (ice raft deposits).

However, for most of the inclinations, there is no correlation between the $k_{\text{ARM}}/k_{\text{LF}}$ peaks (with the exception of the depth of 121 cm corresponding to B2). Thus, the grain size does not affect the ChRM inclination. In interval of 120-170 cm, the sediments are slightly bioturbated and have negative inclinations, and in the lower part of the core, the transition to negative inclinations, according to [35], can already be correlated with other cores, retrieved from the Mendelev and Lomonosov ridges.



Brown lithologic units are indicated as B1-B7, dolomite-rich 'pink-white' layers

Figure 11. Paleomagnetic parameters of core PS72/340-5: ChRM inclination, $k_{\text{ARM}}/k_{\text{LF}}$ ratio and contents of coarse fraction ($>63 \mu\text{m}$) [35]

Core SWERUS-L2-13-PC1 (further 13-PC1), 7.68-m long, was sampled at the Arlis Plateau [217]. The rock-magnetic and chemical parameters studied in the publication indicate diagenetic changes in the magnetic field after sedimentation, due to the impact of the mineral complex, which may be associated with the manganese cycle in the Arctic Ocean. The main evidence is (1) changes in the association of magnetic minerals in the form of the absence of a component of the magnetic mineral > 100 mT (but < 300 mT), (2) changes in the magnetic structure and (3) identification of the dissolution zone of (titano)magnetite to (titano)maghemite by Fe/k (ratio of iron over volume magnetic susceptibility). The peaks of the magnetic parameters (k , k_{ARM} , SIRM (saturation isothermal remanent magnetization)) show an increased concentration of the fine-grained magnetic phase in the manganese-rich “brown” layers in 13-PC1. These measurements could be indicative of the deposition of authigenic ferromanganese magnetic minerals and hence the production of a secondary chemical magnetization. Thus, that can superimpose (and even partially replace) with the primary remanent magnetization. This process could potentially take place in addition to the oxidation of (titano)magnetite on the seafloor to (titano)maghemite, or could even be facilitated by the initial oxidation. The position of high k_{ARM} and high Mn layers suggests a link between magnetic mineral diagenesis and glacial/interglacial cycles, which translates into increased Mn deposition during interglacials.

The ARC4-BN05 core, 238 cm long, was collected in the Canadian Basin near the Mendeleev Ridge from a depth of 3156 m with a gravity corer during the Fourth China National Arctic research expedition (CHINARE-IV) in 2009 [66]. The sampling site was chosen, among other things, because of the proximity to the sampling stations of the previously studied cores FL224 and PS72/392-5 [51; 197].

Paleomagnetic measurements were carried out on 60 samples taken at 4 cm intervals. Stepwise alternating field demagnetization was performed after NRM

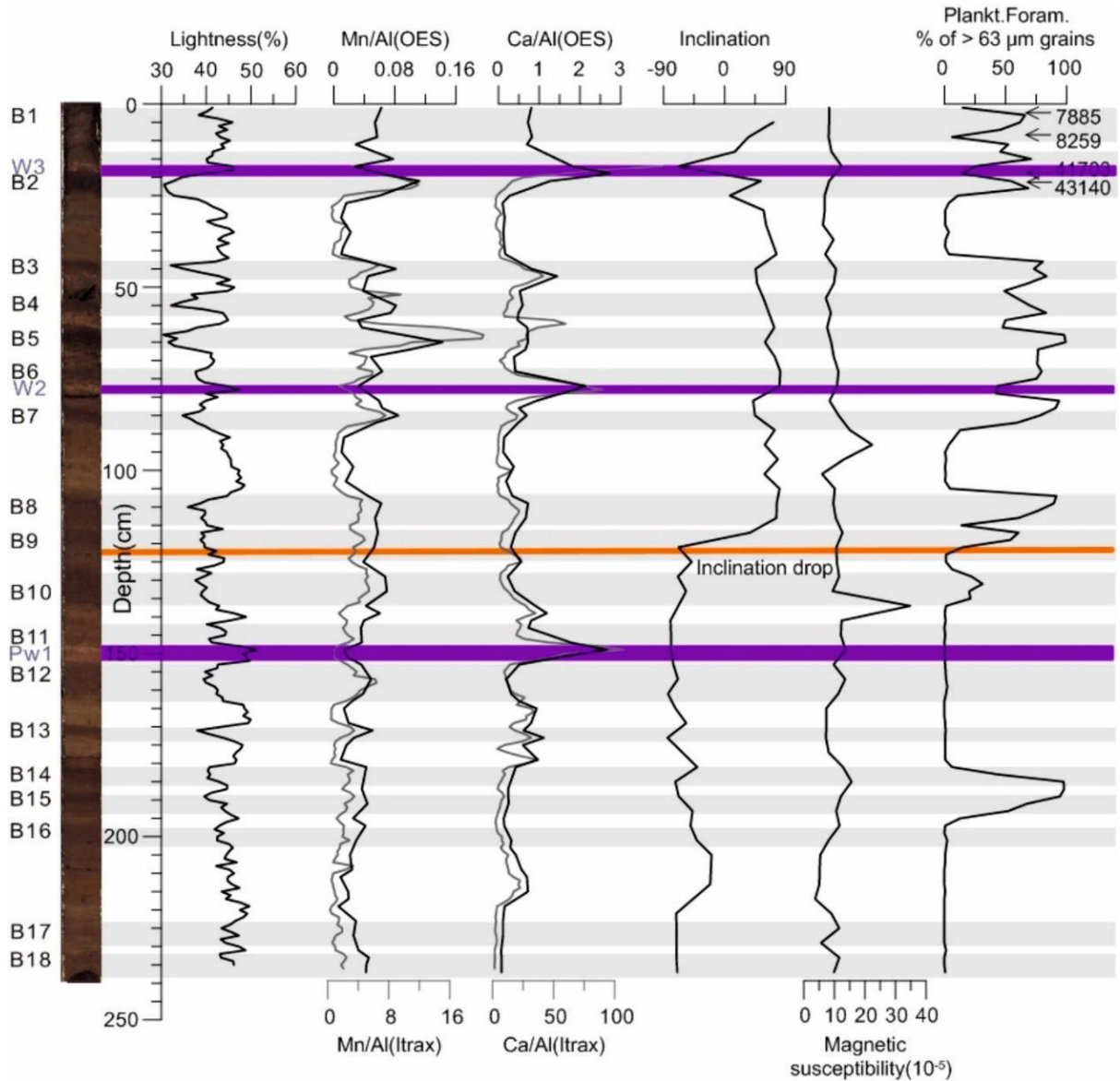
measurements with a cryogenic magnetometer (model 2G760) in steps of 5-10 mT up to 100 mT. Paleomagnetic results (inclination) together with lithological description, carbon dating results, the calcium (Ca) and manganese (Mn) content, magnetic susceptibility measurements and lightness parameters are presented in Figure 12.

Like most sediment cores in the Arctic Ocean, core ARC4-BN05 shows well-defined cycles of sediment color and composition, which is expressed in the alternation of dark-brownish and lighter-colored grayish muds (silty clays, clay silts and sandy silt) with coarser-grained interlayers identified at multiple intervals. The authors identified 18 "brown" layers (B1-B18) with a high content of manganese. Pinkish-white (dolomitic) layers, also distinctive of the sediments of the Arctic Ocean [51], were determined visually and by high calcium content (W3, W2, and W1).

Dong et al. [66] do not consider the results of paleomagnetic measurements as informative, referring to the ambiguity in the interpretation of paleomagnetic data on the sediments of the Arctic Ocean, which is criticized in some publications widely known in the scientific community dealing with the paleogeography of the Arctic Ocean [112; 223]. At the same time, the authors present the geomagnetic inclination curve as an independent stratigraphic parameter, noting at a depth of 120 cm a sharp transition of inclinations from positive (70° on average) to negative. After that, the inclination to the very end (2.38 m) of the core remains negative.

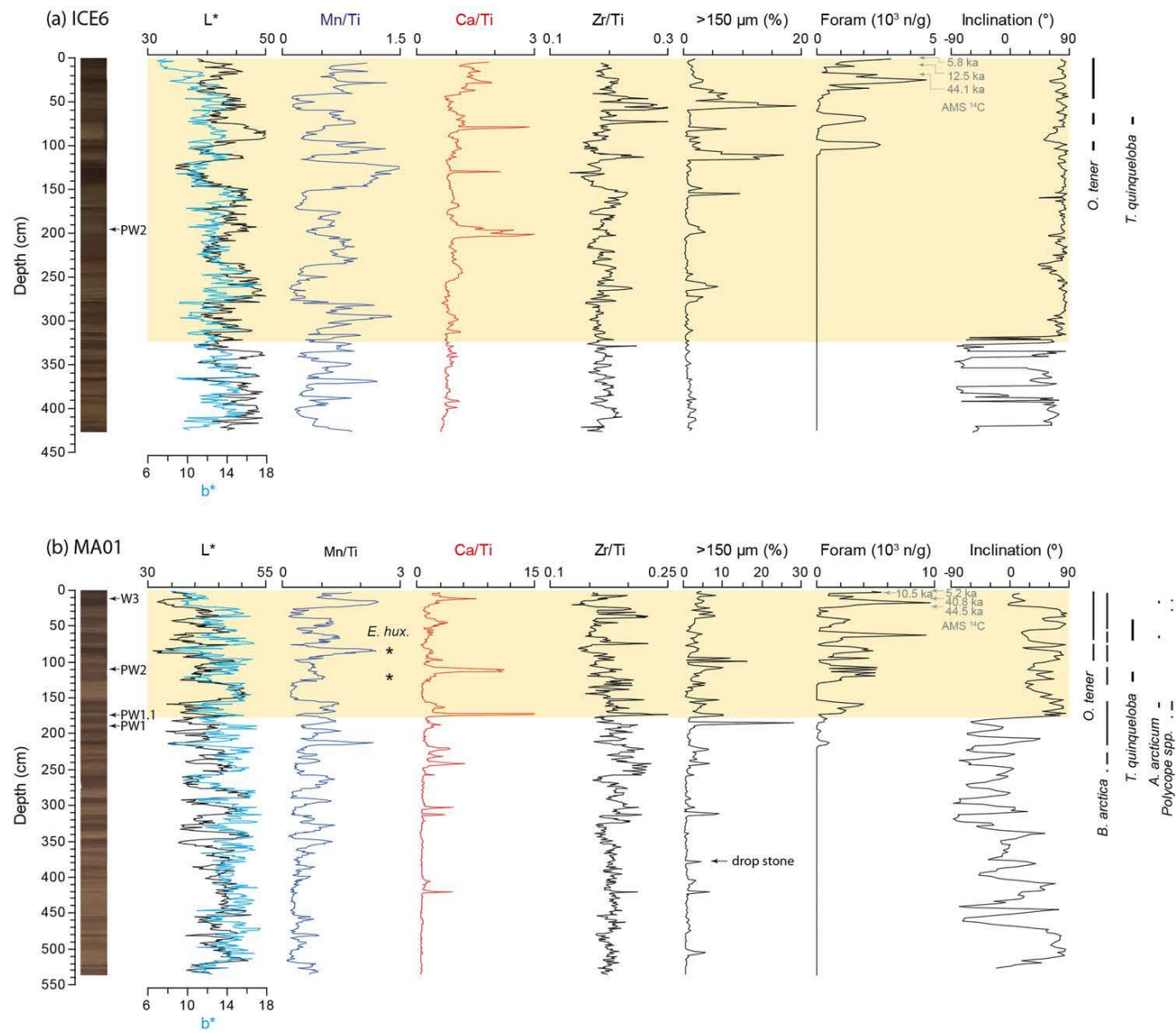
Cores ARC5-ICE6, ARC5-MA01 and ARC7-E26 were collected from the Makarov Basin, the near-central sector of the Mendeleev Ridge and further, closer to the shelf of the East Siberian Sea, respectively [220]. A noticeable transition in paleomagnetic inclination is visible in cores ICE6, MA01, and E26 at 326 cm, 179 cm, and 225 cm, respectively Figure 13. Xiao et al. [220] believe that after these depths all cores exhibit distinct polarity fluctuations similar to the previously studied from the Arctic Ocean and refer to the studies where the nature of the

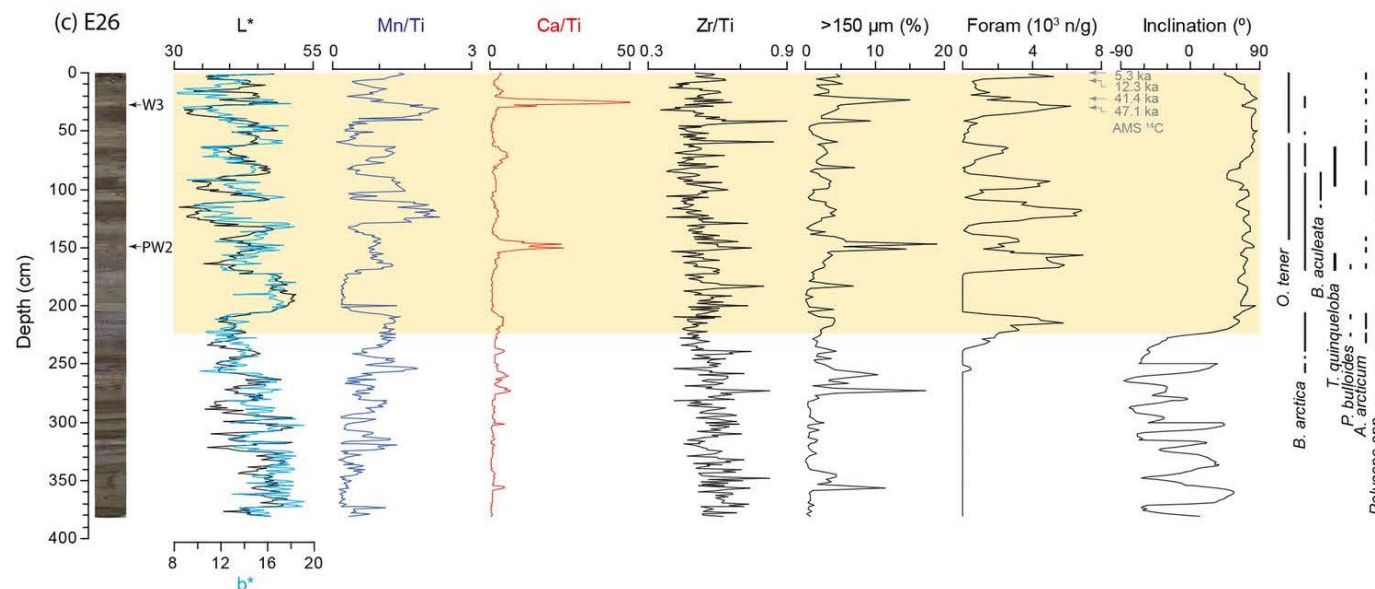
obtained negatively magnetized intervals were put into question [112; 191; 159; 223], so they did not consider these depths as benchmarks for an actual polarity reversal.



Lithostratigraphy and major proxies in core BN05: core photograph with brown layer indices, lightness, Ca and Mn content (bulk XRF – gray line, ICP-OES – black line), paleomagnetic inclination, magnetic susceptibility, planktic foraminiferal abundance, and AMS ¹⁴C dating. Predominantly dark-brown intervals B1–B18 are highlighted in gray; high-Ca, pink-white layers are marked by purple lines. The main inclination drop is marked by the orange line.

Figure 12. Lithostratigraphy and major proxies in core ARC-BN05 [66].





Photographs of cores, color parameters (L^* , b^*), content of elements according to X-ray fluorescence analysis (Mn/Ti, Ca/Ti, Zr/Ti), coarse-grained fraction ($>150\ \mu\text{m}$), relative abundance of foraminifera with radiocarbon dating references (Foram), paleomagnetic inclination, and biostratigraphic markers. PW1, PW1.1, PW2 and W3 are pinkish white interlayers. The presence of foraminifera/ostracod guide species is shown by vertical lines; *Emiliana huxleyi* coccoliths in core MA01 are marked with an asterisk. The change of the inclination sign is indicated by the transition from yellow to white background.

Figure 13. Paleomagnetic results of cores ARC5-ICE6 (a), ARC5-MA01(b) and ARC7-E26 (c) [220].

1.5. Age models

The first age models for the central part of the Arctic Ocean were developed in the study area based on the magnetostratigraphic reconstructions of cores collected with the T-3 ice island. The two longest sediment cores, FL224 (554 cm) and T3-67-12 (380 cm), which were retrieved near cores PS72/396-5 and KD12-03c studied in this work, served as reference age transects for a long time [201; 102]. However, the only data originally published for these cores were the normal (+) and reverse (-) polarity of each sample without providing any measurement details [e.g. 53, 52, 51; 98, 97, 96]. The interpretation of that data was ambiguous, and, consequently, the age of the oldest deposits identified in the core varied from the Upper Miocene to the Upper Pliocene [eg, 201; 52, 102, 103, 51; 138; 96; 48; 47].

However, early radiometric determinations indicated millimeter orders of average sedimentation rates in the north of the Mendeleev Ridge (T3-63-1 [124]). Subsequently, data on the geomagnetic inclination of several cores were published, confirming slower sedimentation in the area of the Mendeleev Ridge [102; 49]. However, demagnetization experiments on the samples analyzed by Hunkins et al. [102], from core T3-67-12 led to a significant revision of the original magnetostratigraphic interpretation [219]. These authors showed that an interval with normal polarity assigned to the Gauss Chron [e.g., 97; 51], rather corresponds to the Olduvai Subchron. Thus, the core base shifted to the Lower Pleistocene from the middle to upper Pliocene (geochronological scale according to Gradstein et al. [88]). In a careful review of the 110 core paleomagnetic datasets from T-3, Jones [Jones, 1987] selected only 14 records that were demagnetized by ≥ 50 Oe and fit into the standard lithostratigraphy of Clark et al [51]. Based on an analysis of three additional cores, Jones states that the oldest deposits in any T-3 core (standard lithological unit A according to Clark et al. [51]) are probably younger than the Pliocene (for a review of paleomagnetic studies, see also [59;

34]). Based on the lithological field descriptions, magnetic susceptibility records, correlation with standard lithostratigraphy units [51], and revised magnetostratigraphy [113; 59] sedimentation rate in mm/kyr was also originally proposed for the Alpha Ridge sediment cores (including core PS51/038) retrieved during the PS51 expedition in 1998 [116; 200].

New age model on core 96/12-1pc, based on the biostratigraphy of coccoliths and optically stimulated luminescence (OSL) dating [112, 34], called into question the general interpretation of the Arctic Ocean polarity data. According to Backman et al., [34] and Stein [199], the correlation of the occurrence and distribution of foraminifers from the Lomonosov Ridge to the Northwind Ridge suggests that the first change in polarity down the core in the K lithological unit (standard lithological units according to [49], see also Figure 5) does not correspond to the Brunhes-Matuyama boundary, but rather a transition to an excursion to MIS 7, which leads to sedimentation rates for these cores in cm/kyr. Initially, this concept was applied to correlate the paleomagnetic inclination record and micropaleontological data of core PS51/038 with core PS2185-6 and cores NP26-32/5GC and HLY0503-8JPC with core 96/12-1pc [see Figure 4 for locations; 191; Kaufman et al., 2008; Adler et al., 2009; 339]. Subsequently, Krylov et al. [4] used this approach to determine the age model for the AF-00 sediment cores (AF-00-02, -07, -08, -23, -28) by correlating them with core 96/12-1pc.

Currently, there is no standard stratigraphy acceptable for the entire Arctic Ocean based on the distribution of benthic/planktonic foraminifers. The most common biostratigraphic event observed in the submarine highlands of the Arctic Ocean (Lomonosov Ridge, Alpha-Mendeleev Ridge, Northwind Ridge, Morris-Jessup Rise) is the disappearance of calcareous foraminifers down the section and an increase in the number of agglutinating species [22]. The transition to the dominance of agglutinating species is noted between ~2 and 6 meters (below the seafloor surface) depending on the location of core sampling [111; 54]. The age

of this event varies within MIS 7–9 [54]. As a first approximation, the distribution of foraminifers on the rises and ridges of the Central Arctic in the period from 9 to 1 MIS can be characterized as follows: calcareous benthic (sometimes with planktonic) foraminifers correspond to interglacial intervals; sediments from glacial periods are either "barren" or contain rare agglutinating species.

In the study by Xu et al. [221], core ARC5-MA01 emphasizes the complexity of the Arctic Ocean chronostratigraphy in the absence of stratigraphic tie points. The age of extinction of the nonequilibrium $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ was preliminarily established at the base of MIS-5 based on the occurrence of ages of *E. huxleyi* and AMS ^{14}C . However, the lowest occurrence of *E. huxleyi* in the Arctic Ocean was recently revised to MIS 7 [158], indicating that the age of extinction is higher than suggested by Xu et al. [221]. As a result of this revision, the first occurrence of the negative inclination in the core may be much older than MIS 7 (> 240 kyr). To substantiate magnetostratigraphic interpretations, polarity records must be calibrated against independent biostratigraphic and radiometric data if unambiguous correlation with a well-dated record is not possible. Without this information, alternative interpretations of the polarity record are possible, such as in [80].

2. METHODS

2.1. Coring sites

The sampling stations of the studied cores are highlighted in red in Figure 14. Cores PS72/396-5 and PS72/410-3 were retrieved from the Mendeleev Ridge during the expedition of the scientific research vessel RV *Polarstern* in 2008 [198] (Figure 15). PS72/410-3 was collected directly from the Mendeleev Ridge, not far from the main ridge, core PS72/396-5 is located 247 km from the first core, on the underwater high of the abyssal Mendeleev Plain. Core KD12-03-10c was collected during the expedition Arktika-2012 [16] closer to the shelf part of the Ridge from a local high (Figure 16).

Cores PS87/023-1 (Figure 17) and PS87/074-3 were sampled during the *Polarstern* expedition in 2014 from the Lomonosov Ridge and from the Podvodnikov Basin, respectively [194].

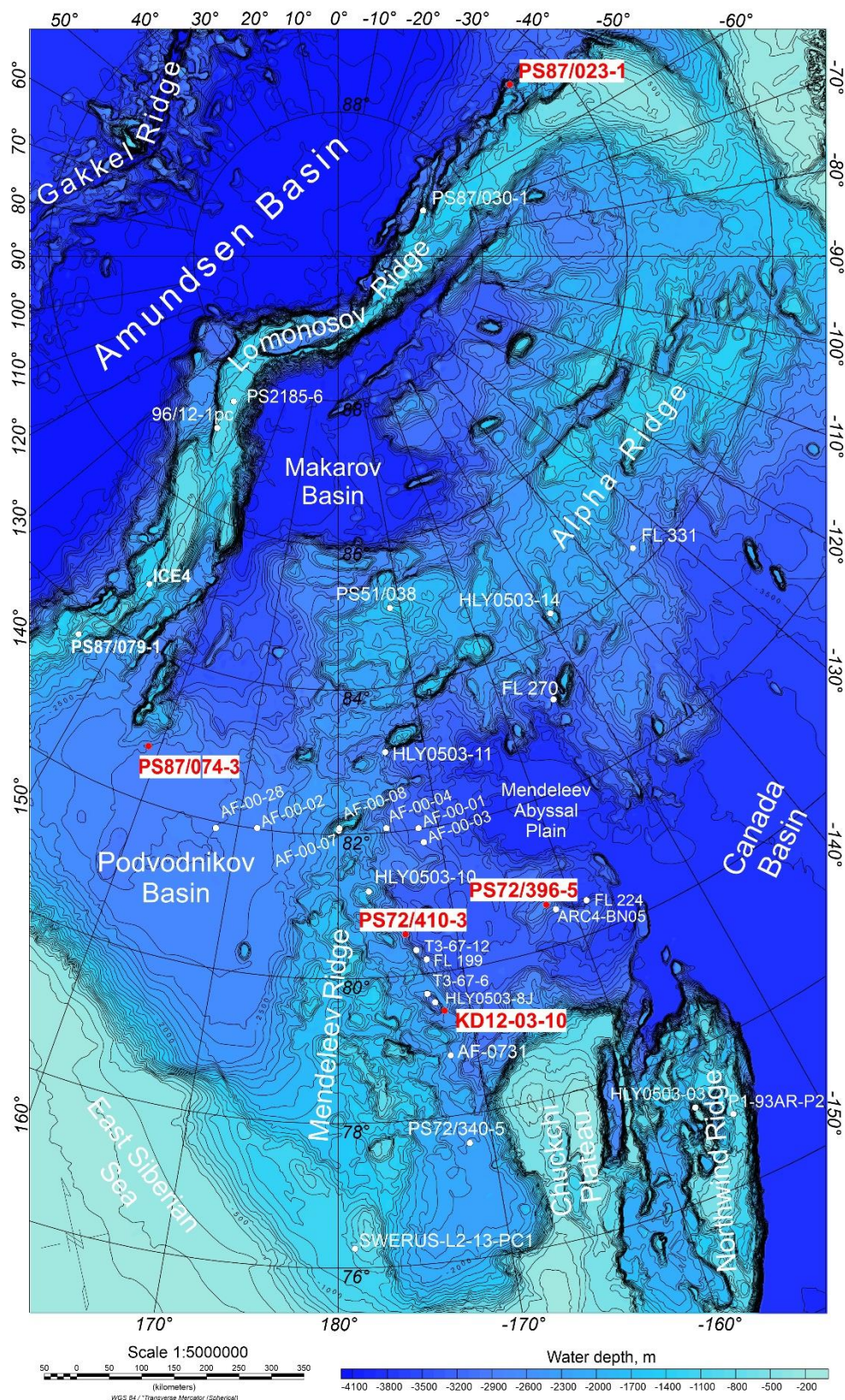
Sampling from cores PS72/396-5, PS72/410-3, PS87/023-1 and PS87/074-3 was made possible in the framework of a joint study with Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research (AWI), Germany.

The sediments were obtained from the ocean floor using different types of cores. Several studies have reported that some types of corers used for retrieval can disturb the sedimentary structure slightly or to a sufficient extent [149; 225]. Thus, during the studies it was possible to trace whether this factor affects the quality of paleomagnetic data.

Table 1 shows coordinates, water depths and methods of coring of the studied sediment cores, as well as their length.

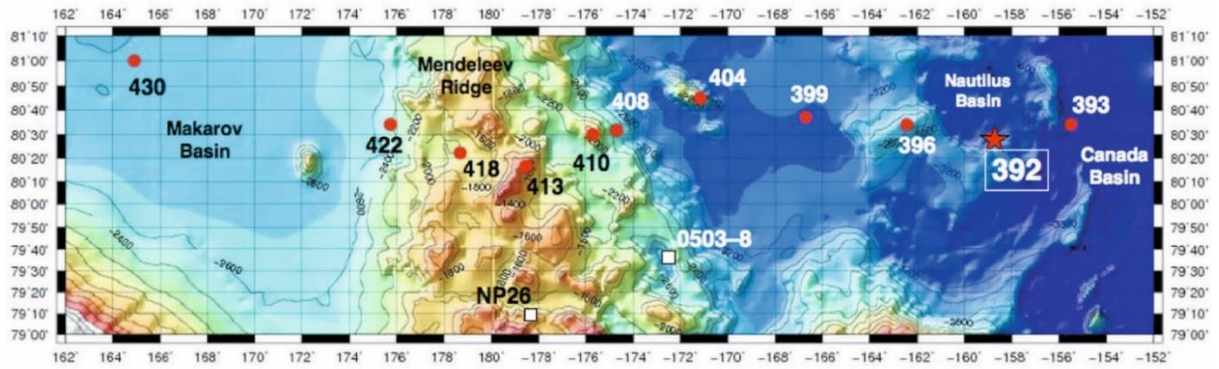
Table 1. Description of cores and coring locations

Core name	Coordinates		Core length, m	Water depth, m	Expedition	Corer
	Latitude	Longitude				
PS72/396-5	80°34.67'N	162°19.15'W	7.86	2777	PS72 («Polarstern » ARK- XXIII/3) [198]	Kasten corer
PS72/410-3	80°31.3'N	175°43.5'W	7.58	1847	PS72 («Polarstern » ARK- XXIII/3) [198]	Kasten corer
KD12-03-10c	79°27.74794' N	171°55.07918' E	5.8	2200	Arktika- 2012 [16]	Hydrostatic corer
PS87/074-3	82°43.12' N	158°36.88' E	6.15	2816.5	PS87 («Polarstern » ARK- XXVIII/4) [194]	Gravity corer
PS87/023-1	86°38.23'N	44°53.98'W	6.98	2444.8	PS87 («Polarstern » ARK- XXVIII/4) [194]	Kasten corer



The map was made using the IBCAO grid, v.3 [110].

Figure 14. Sampling sites of sediment cores, where the cores studied in this work are highlighted in red.



396 = PS72/396-5; 410 = PS72/410-3 etc. In addition, stations NP-26 and 0503-8 (= HLY0503-8JPC, see Figure 4) are outlined [194].

Figure 15. Locations of sediment cores recovered during Expedition ARK-XXIII/3 (Mendeleev Ridge Transect).

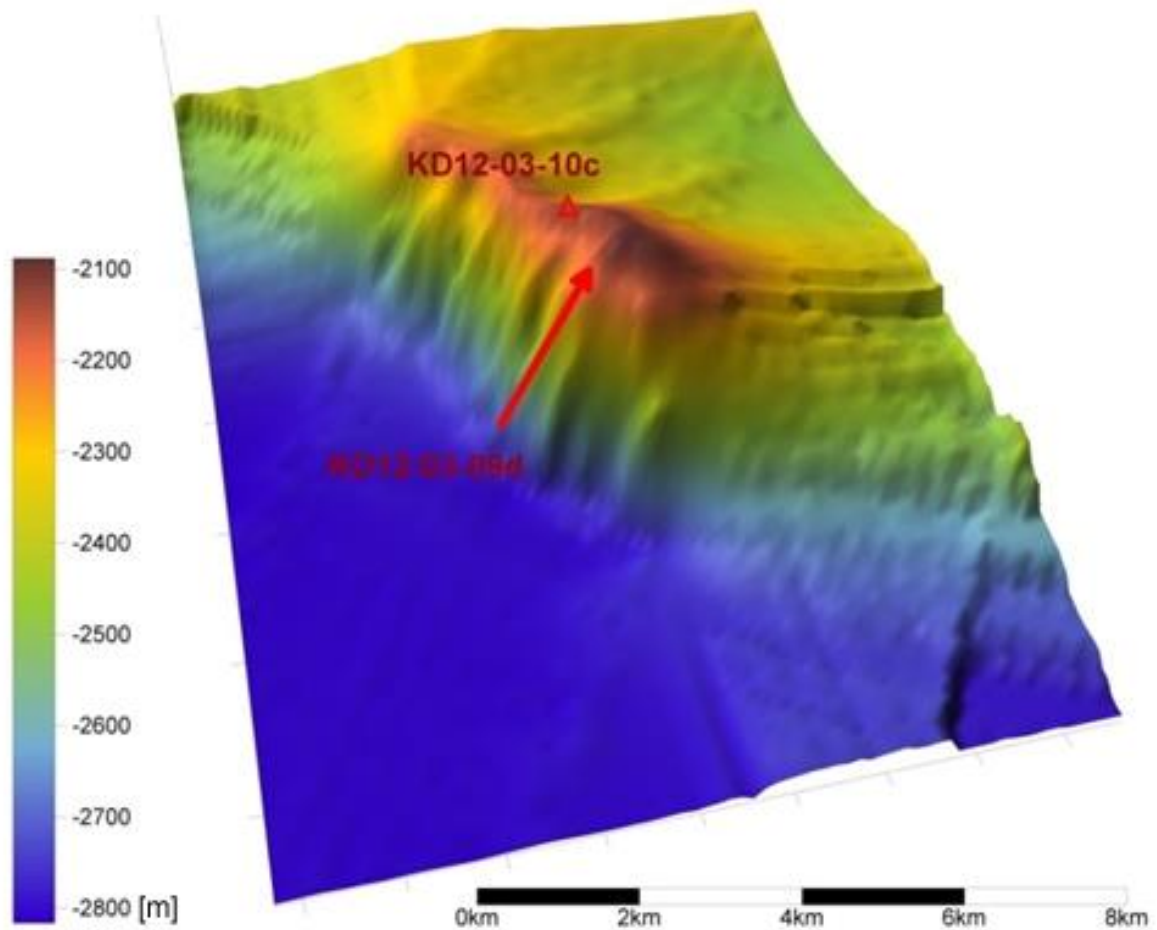
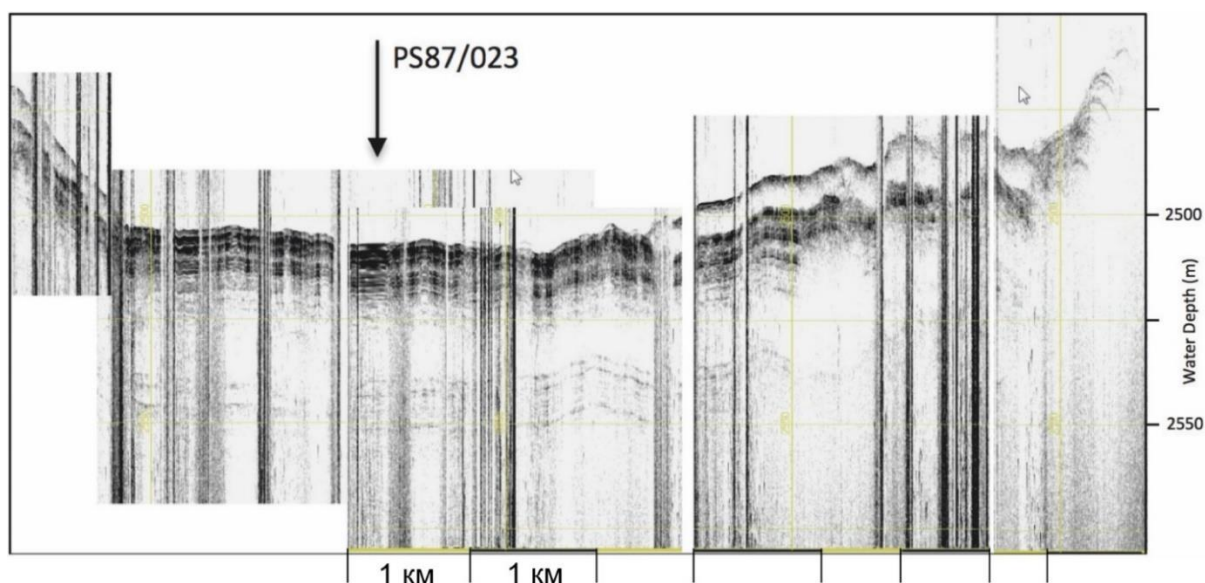


Figure 16. Coring location of KD12-03-10c.



The yellow and black bars at the bottom give lateral distance (1 km per bar). The depth has been determined by the PARASOUND system [194].

Figure 17. Coring location of PS87/023 is marked with a black arrow in the PARASOUND section.

se

2.2. Paleomagnetic measurements

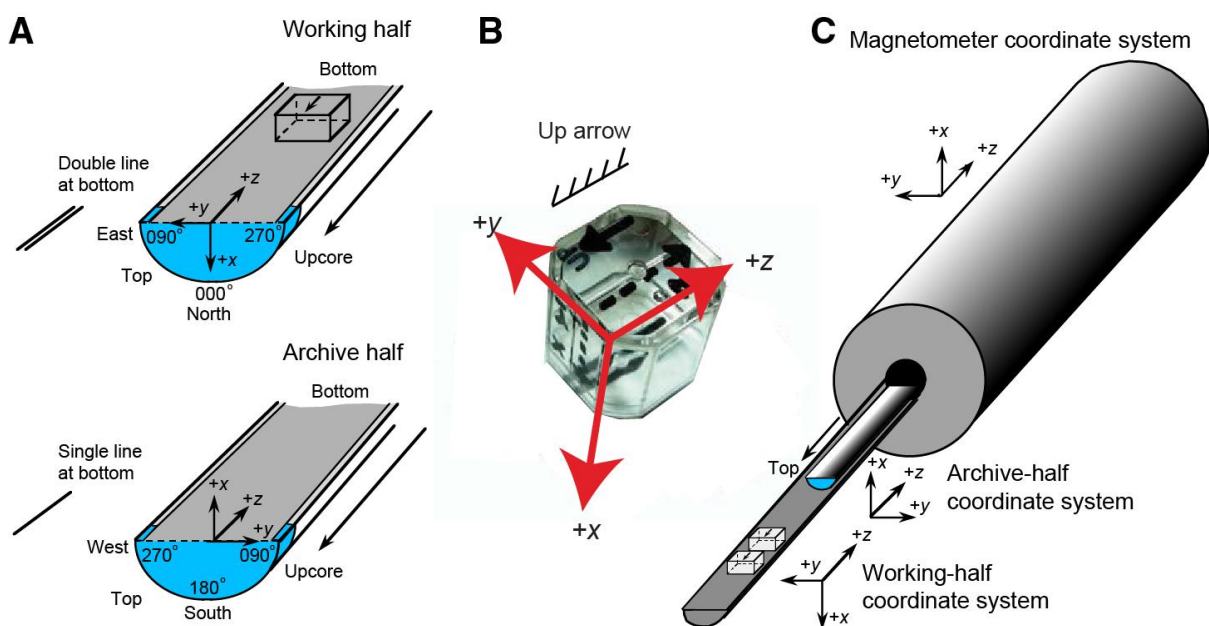
2.2.1. Sampling

Sampling was carried out continuously. The samples were oriented in the vertical plane downwards, towards a core's base (z-axis in Figure 18), so z-axis keeps orientation in geographic coordinates. Horizontally, samples were oriented relatively to one section of the core from which they were taken, i.e. +x points into the section, and +y is orthogonal to x and z in a right-hand sense. An example of the paleomagnetic reference frame during sampling is given in Figure 18.

Sampling with u-channels

For sampling from cores PS72/396-5, PS72/410-3 and PS87/023-1, long, u-channel type samplers provided by the University of Bremen were used. They were pressed along the entire length of the section into the undisturbed sediment (Figure 19). After extraction, the samples were stored in a refrigerator at a temperature of 4 to 6°C throughout all studies.

The u-channel sampling method allows both to significantly reduce the sampling time and to increase the speed of measurements when using a SQUID magnetometer. However, due to the continuous recording of the measurement signal, signals from neighboring areas are also superimposed on the value of the measured depth. An experimental comparison of measurements of cubic and u-channel samples showed that episodes with opposite polarities recorded at a distance of less than 7.5 cm are practically not detected when measured on u-channel samples [166].



A. x-, y-, and z-axes are shown relative to the archive and working halves. A cube sample with orientation mark is shown at top. B. Orientation of paleomagnetic axes relative to the plastic paleomagnetic cubes used for sediment samples. C. Cryogenic magnetometer and orientation of archive-half sediment cores.

Figure 18. Example of paleomagnetic reference frame (IODP sampling for paleomagnetic measurements) [177].

Sampling with cubes

From core PS87/074, samples were taken with non-magnetic cubes provided by the University of Bremen, with a facet size of about 2 cm and an internal volume of about 8 cm³; a total of 266 cubes were sampled.

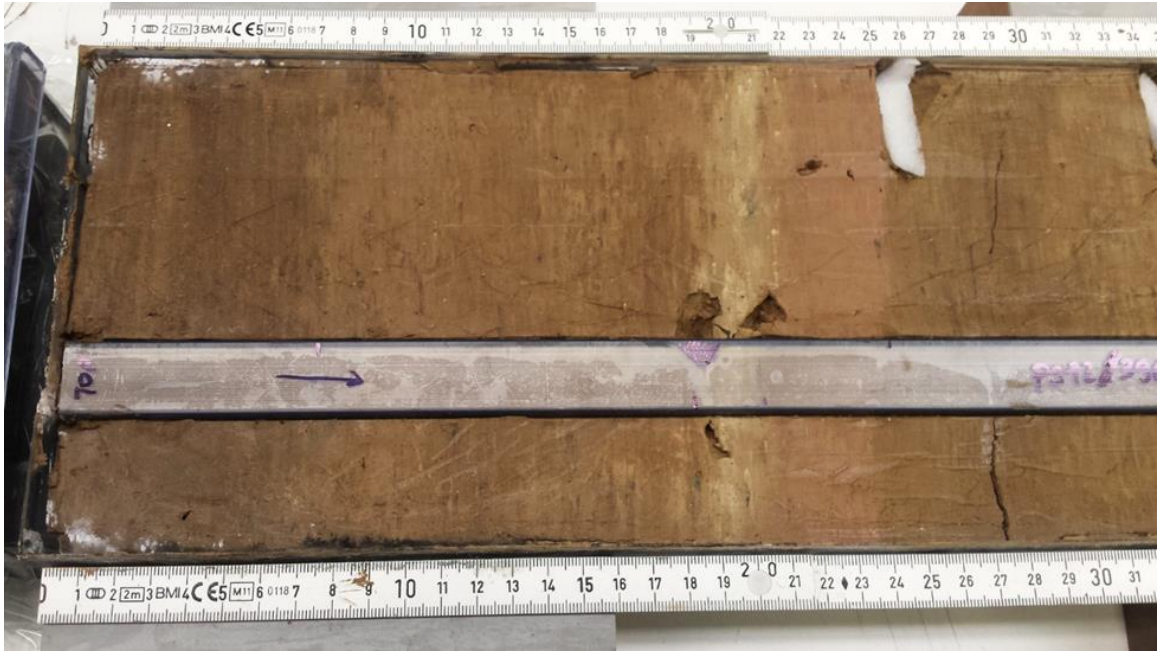


Figure 19. Sampling with a u-channel, core PS72/396-5.



Figure 20. Sampling with cubes, core PS87/074-3

Sampling with glass cylinders

Core KD12-03-10c was continuously sub-sampled with glass cylinders, according to the sampling method described by Vladimir V. Kochegura [5]. The glass cylinders are of the diameter and the height from 2.1 to 2.5 cm and from 2.0 to 2.3 cm, respectively (Figure 21). As the cylinders had some spurious

magnetization, measured with a spinner magnetometer JR-6A, AGICO, to decrease such effect, they were being cleaned for 30 minutes in an ultrasonic bath and then demagnetized (for details see [77]). After retrieval from the core, the samples were covered by silicate glue from an open side to prevent the sediments from drying and to seal them up. 244 samples were carried out from the core in total. After transportation to a paleomagnetic laboratory the samples were stored in a shielded room, protected from the Earth's magnetic field at the St. Petersburg State University.

Sediments in glass samplers can be heated up to 700°C and, thus, it is possible to carry out thermomagnetic demagnetization up to the Curie point of hematite (675°C).



Figure 21. Sampling with glass cylinders, core KD12-03-10c.

2.2.2. Measurements of magnetic susceptibility

Low-field magnetic susceptibility (k_{LF}) measurements on cores PS72/396-5, PS72/410-3 and PS87/023-1 were performed aboard with a standard MSCL track (GEOTEK Ltd., UK, Ser. No. 25) using a loop sensor [115; 194].

Moreover, the u-channels from core PS72/396-5 were subsampled continuously with plastic cubes of 7 cm³ volume down to 4-meter core depth [226]. These discrete samples were used for the measurement of mean and anisotropy (AMS) of magnetic susceptibility with a MFK1-FA KappaBridge, Agico at the Center for Geo-Environmental Research and Modeling (GEOMODEL) of the Research Park in St. Petersburg State University. The rest of the core was measured on the u-channels with KT-5, Brno, corrected to the size of the sensor after the measurements i.e. multiplied by 3,25.

After completing the paleomagnetic and rockmagnetic measurements, the u-channels from core PS72/410-3 were measured for magnetic susceptibility at 1-cm spacing on an in-house-developed logging system utilizing a Barrington MS3 meter and a point sensor.

The magnetic susceptibility measurements of the samples from core PS87/074-3 were carried out by the author at the AWI using an MS2B instrument, Bartington.

The magnetic susceptibility of core KD12-03-10c was measured on the undisturbed surface of the core using a kappameter KT-5 and a sensor instrument MS2E, Bartington at intervals of 6.5 and 2.5 cm, respectively, for 3rd to 6th meters of the core. For the first two meters, the magnetic susceptibility of discrete samples was measured using the MFK1-FA kappa bridge, Agico.

2.2.3. Measurements of natural remanent magnetization

Paleomagnetic measurements on cores PS72/396-5, PS87/023-1, PS87/074-3 and KD12-03-10c were performed at the Center for Geo-Environmental Research and Modeling (GEOMODEL) of the Research Park in St. Petersburg

State University. Paleomagnetic measurements of core PS72/410-3 was carried out at the Faculty of Geosciences at the University of Bremen.

Directions and the intensity of natural remanent magnetization (NRM — natural remanent magnetization) of u-channels (cores PS72/396-5, PS72/410-3 and PS87/023-1) were measured with cryogenic magnetometers SRM 755 HR by 2G Enterprises, installed at different laboratories. Measurements were done continuously on cryogenic magnetometers at steps of 0.5 cm (PS72/396-5 and PS87/023-1) and 1 cm (PS72/410-3), respectively. Each individual measurement is not independent of adjacent measurements due to the ~5.2-cm (X, Y components) and ~6.7-cm (Z-component) half widths, respectively, for core PS72/410-3 and to the ~7.7-cm (X, Y, Z components) half widths for cores PS72/396-5 and PS87/023-1 of the magnetometer response functions [see 182; 92; 153]. These values were taken into account when processing the measurements. Subsequent alternating field (AF) demagnetization of natural remanent magnetization involved 14 and 15 steps, respectively, to a maximum alternating field intensity of 100 mT. The AF demagnetization was carried out with a step of 5 mT in the range from 5 to 40 mT and with a step of 10 mT, starting from 40 mT and up to a maximum field of 100 mT.

NRM measurements of the cubes taken from core PS87/074-3 were also carried out with the SQUID magnetometer at the Geomodel. The AF demagnetization was carried out with a step of 5 mT in the range from 5 to 30 mT and with a step of 10 mT, starting from 30 mT and up to a maximum field of 100 mT. A total of 175 samples out of 266 selected were subjected to the procedure of demagnetization by an alternating field, i.e. about 65% of the entire collection.

NRM measurements of core KD12-03-10c were carried out with a spinner magnetometer JR-6A, AGICO. Demagnetization procedures were performed for the specimens of interest, selected by analysis of data, acquired from the NRM measurements. The specimens, treated by temperature were heated at 130 ° C and further by 50 ° C steps in 200 – 450, 500 ° C range using a thermal specimen

demagnetizer TD-48-SC, ASC Scientific. The alternating field (AF) demagnetization was done with a 2G-Enterprises SRM-755 cryogenic magnetometer at 16 steps in the 5 – 160 mT peak field range. A total of 76 samples were demagnetized, 60 of which were demagnetized with temperature.

2.2.4. Characteristic Remanent Magnetization

A detailed vector analysis [120] was applied to each measurement position with the PuffinPlot software [131] to determine the characteristic remanent magnetization (ChRM) and the maximum angular deviation (MAD). The latter is a measure for the scatter in the demagnetization data where lower values indicating a better definition of a direction of a remanence vector.

In theory, direction of magnetization components can be determined directly from the linear part in a graph, where vector components are displayed. In practice, data are invariably at a great distance from each other, and the determination of the best straight line is complicated and subjective as well. Principal component analysis (PCA) [120] provides an opportunity for a thorough and (relatively) objective calculation of the magnetization components. The PCA method calculates an optimally approximated direction from a preselected sequence of demagnetization data (vectors), which can be pinned to the origin if required, from 33 matrices compiled from the vector components in the form of an "orientation" matrix. The principal eigenvector shows the optimally approximated direction when the quality of a given fit is statistically calculated from the eigenvalues, called the maximum angular deviation (MAD). MAD in this case is a measure of the spread of demagnetization data values, where a smaller value indicates a better determination of the direction of the remanence vector. The calculation of the characteristic component of magnetization, together with the corresponding MAD values, based on the results of stepwise

demagnetization is the most accepted technique in the modern scientific community for presenting paleomagnetic results.

The change in NRM directions with depth can be estimated from variations in the inclination (Inc) of the NRM vector, which, as a vertical component, makes up the bulk of the paleomagnetic vector at such high latitudes where the cores were sampled and tends to values close to 90° . The declinations make up a smaller part of the magnetization vector and, in addition, are usually unknown due to the arbitrary orientation of the cores in the horizontal plane. Thus, the magnetic polarity was determined from the values of the component inclination (Inc_{ChRM}), which describes the angle between the magnetization vector and the horizontal plane. The component declination was not considered. Positive (negative) component inclinations were considered as representing direct (reverse) polarity.

In this work, ChRM component inclinations were calculated using the PuffinPlot software [131]. Diagrams of stepwise demagnetization by an alternating field (AF) and/or temperature, typical for some depth intervals, are presented in the work in the form of orthogonal Zijderveld diagrams, which display, among other things, the demagnetization steps used to calculate Inc_{ChRM} . The Zijderveld diagram is a combination in one figure of two orthogonal projections of the trajectory of the end of a vector in the process of its destruction [18].

From the results of stepwise AF demagnetization of PS72/396-5, PS72/410-3 и PS87/023-1, a detailed vector analysis was performed [120] to determine Inc_{ChRM} and MAD. For each measurement point, an appropriate interval of the sequence of AF demagnetization steps was chosen for the most reliable representation of ChRM for each considered depth. The interval was chosen on the basis of a cumulative analysis of the location of the magnetization vector on an equal-area stereographic projection and Zijderveld diagrams, taking into account the values of the median destructive field and the general type of destruction of the magnetization. Steps of 0-15 mT and 90-100 mT were mostly

excluded from the calculations. In the range of lower peak fields, the viscous remanent magnetization induced by the modern field is likely removed; it is reflected by bending of the curve on the Zijderveld diagrams. The results after application of the 90-100 mT peak fields were considered as likely to induce a secondary magnetization on top of the remanent one and, thus, as not reliable enough, especially if the value of the median destructive field was low. With a high spread of directions, a smaller number of steps was chosen; the number of demagnetization steps used to calculate ChRM was plotted as a separate parameter.

For core KD12-03-10c, Inc_{ChRM} was calculated for the samples to which demagnetization procedures were applied. Inc_{ChRM} with MAD was determined mostly from the interval of 250° C to 450° C for thermally demagnetized specimens and from 20-100 mT for the AF demagnetized ones.

Inc_{ChRM} and MAD for core PS87/074-3 were calculated predominantly using demagnetization steps from 20 to 80 mT, although the number of demagnetization steps used was reduced if a smaller number more adequately presented the behavior of the magnetization components (See details in 3.1.3).

2.2.5. Additional demagnetization experiments

Temperature demagnetization

To perform a temperature demagnetization, oriented samples were taken along the entire length of core PS72/396-5 so as to cover the forward and reverse magnetized intervals identified earlier at the stage of paleomagnetic studies, as well as interlayers difficult to interpret, mainly identified in the lower half of the core. Glass cylinders were used as samplers. Measurements were performed at the Geomodel Resource Center, in St. Petersburg University.

A TD-48-SC thermal demagnetization unit, ASC Scientific was used for stepwise heating of the samples. The first heating was carried out up to 150°C, then with a step of 50°C in the temperature range of 200°C — 500°C. For a more

detailed study of the Curie point range, the step was reduced to 25°C from 500°C to 575°C, then the heating was carried out at 585°C, 600°C and 650°C. The experiment was performed in air. After each heating, the remanent magnetization was measured with a SRM-755 SQUID magnetometer. Also, to control the formation of new minerals after measurements of remanent magnetization, measurements of magnetic susceptibility were carried out using the kappabridge MFK1-FA, Agico. The magnetic susceptibility was measured after each heating.

Alternating field demagnetization of additional samples

Plastic cubes were collected from PS72/396-5 to duplicate and verify the u-channel measurements, and at the same time to study interlayers, where the calculation of the characteristic component caused difficulties when demagnetizing the u-channel samples with an alternating magnetic field (AF) (see legend Figure 22). Samples were taken in cubes of non-magnetic material provided by the University of Bremen, with a face size of about 2 cm and an internal volume of about 8 cm. NRM measurements of discrete cube samples were carried out on a SQUID magnetometer at the Geomodel. Stepwise demagnetization by an alternating magnetic field was carried out with a step of 5 mT in the range from 5 to 30 mT and with a step of 10 mT, starting from 30 mT and up to a maximum field of 100 mT.

2.3. Rock magnetic measurements

In sediments from the Mendeleev Ridge retrieved during the HOTRAX05 expedition (e.g., HLY0503-10JPC, -11JPC, see Figure 1), short episodes of negative component inclinations within intervals of predominantly positive ChRM were considered as a result of the chemical remanent magnetization acquired during oxidation of initially present titanomagnetite to titanomaghemite

[223; 44]. Those studies called into question the validity of paleomagnetic methods applied to the Arctic Ocean sediments.

Core SWERUS-L2-13-PC1, 7.68 m long, collected from the Arlis Plateau [217], showed traces of similar changes. According to Wiers et al. [217], the rock-magnetic and chemical parameters indicate diagenetic changes in magnetic minerals after precipitation. The ongoing changes in the mineral complex can be associated with the manganese cycle in the Arctic Ocean.

Thus, to study the reliability of paleomagnetic data, a number of experiments were carried out, including temperature measurements. The latter were aimed at ferromagnetic minerals, carriers of remanent magnetization in the studied marine sediments, and their magnetism.

In addition to standard rockmagnetic studies, which had been carried out on long u-channel samples, a number of studies were carried out on discrete samples, some of them were additionally sampled at the AWI. The main purpose of these measurements was to compare positive and negative magnetized intervals.

2.3.1. Rock magnetic measurements on u-channels

All of the u-channels were subjected to basic rock magnetic measurements at the respective labs where the NRM measurements had been performed. An anhysteretic remanent magnetization (ARM) was generated parallel to the z-axis in a 160 (PS72/396-5) and 100 mT (PS72/410-3), respectively, AF peak field with a 0.05 mT DC biasing field. Acquisition of an isothermal remanent magnetizations (IRM) was carried out with the pulse magnetizers along the u-channels' z-axis in stepwise increasing peak fields up to 1000 (PS72/396-5) and 700 mT (PS72/410-3). Both ARM and IRM were measured and demagnetized at the same AF levels as NRM. The IRM acquired at 700 (IRM_{700mT}) and 1000 mT (IRM_{1000mT}), respectively, are considered as “saturation” isothermal remanent magnetization (SIRM) taking into account that not all high-coercive magnetic

minerals will be saturated at these peak fields. ARM reflects the concentration of fine-grained (titano)magnetite while (S)IRM is a measure for the overall concentration of magnetic, i.e., remanence carrying, minerals. Anhysteretic susceptibility (k_{ARM}) was calculated as ARM intensity divided by the DC field amplitude of 0.05 mT and used to compute the ratio $k_{\text{ARM}}/k_{\text{LF}}$ representing, as well as the $\text{ARM}_{100\text{mT}}/\text{IRM}_{100\text{mT}}$ ratio, magnetic grain size. The median destructive fields for ARM (MDF_{ARM}) and IRM (MDF_{IRM}) were determined from the respective demagnetization experiments. The pseudo S-ratio = $\text{IRM}_{300\text{mT}}/\text{SIRM}$, [e.g., 204; 205], was calculated as a measure for the ratio of low-coercive ferrimagnetic minerals, as (titano)magnetite, to high-coercive anti-ferromagnetic minerals, as hematite. This is different from the S-ratio as described for example by Bloemendal et al. [38], where an IRM at a field strength of 1000 mT is imparted to the sample and after its measurement a reversed field IRM at 300 mT is given. Although the numbers of the pseudo S-ratio used here deviate from those of the classical S-ratio, the information provided is similar. A ratio of 1 indicates that the magnetic mineral assemblage consists of only low-coercive minerals. Decreasing ratios indicate non-linearly increasing proportions of high-coercive minerals [126].

2.3.2. Rock magnetic measurements on discrete samples

Temperature-dependent measurements of magnetic susceptibility

The study of magnetic susceptibility (k) during continuous heating is a sensitive method for studying magnetic and some iron-bearing minerals [15].

To measure the temperature dependence of magnetic susceptibility (kT), non-oriented samples weighing about 300 milligrams were selected along the entire length of cores PS72/396-5 and PS72/410-3; NRM measurements result in forward and reverse magnetized intervals.

Temperature-dependent low-field magnetic susceptibility (χ -T) curves were measured in the following subsequent steps: from -200°C to 0°C, then from

room temperature (RT) to 400°C and back to RT, and further, RT— 600°C—RT, RT—700°C—RT and, finally, from 0°C to -200°C. Measurements were carried out in air using a MFK1-FA Kappabridge, Agico at the Geomodel. The results were corrected and normalized by the sample mass. See Table 2 for more details.

Table 2. Depths and characteristics of samples for kT measurements

Core	Depth, cmbsf	Weight, g	Inc _{ChRM} , °
PS72/396-5	79	0.302	67.9
PS72/396-5	175,5	0.2974	-67.7
PS72/396-5	265	0.289	76.94
PS72/396-5	343	0.2799	-82.09
PS72/396-5	381	0.276	82.86
PS72/410-3	108,5	0.3245	77.89
PS72/410-3	148,5	0.3017	-54.77
PS72/410-3	373,5	0.3086	70.68
PS72/410-3	458,5	0.301	-63.49
PS72/410-3	602,5	0.3125	42.16

Saturation magnetization at cryogenic temperatures

For samples from core PS72/396-5, low-temperature magnetic measurements were performed on a MPMS SQUID VSM, Quantum Design at Centre for Diagnostics of Functional Materials for Medicine, Pharmacology and Nanoelectronics of the St. Petersburg State University's Research Park. Specimens from core PS72/410 were measured at the University of Bremen using a Quantum Design MPMS XL-7.

Samples were cooled from room temperature either in zero-field (ZFC) or in an ambient field of 5 T (field-cooled; FC). A SIRM was then imparted in a 5 T field at 1.8 K (PS72/396) or at 5 K (PS72/410) and measured in approximately zero field at 0.5-2 K intervals during warming to RT.

See Table 3 for more details.

Table 3. Depths and characteristics of samples for SIRM and ZFC(FC) measurements

Core	Depth, cmbsf	Weight, g	Inc _{ChRM} , °
PS72/396-5	64	0.0334	77.6
PS72/396-5	175.5	0.0174	-67.7
PS72/396-5	234	0.0297	-65.4
PS72/396-5	265	0.03379	76.94
PS72/396-5	343	0.03407	-82.09
PS72/396-5	381	0.0174	82.86
PS72/410-3	108,5	0.0161	77.89
PS72/410-3	148.5	0.02	-54.77
PS72/410-3	262.5	0.017	-67.88
PS72/410-3	373.5	0.0205	70.68
PS72/410-3	458.5	0.0192	-63.49
PS72/410-3	602.5	0.0121	42.16

Magnetic hysteresis measurements

The main characteristics of a hysteresis loop: saturation remanence, saturation magnetization, remanent coercive force and coercive force.

Zero state is a demagnetized state of a magnetic material created by the action of an alternating magnetic field with a decreasing amplitude from the magnetic saturation field to zero in the absence of an external constant magnetic field.

Remanent coercive force (H_{cr}) is the force of a constant magnetic field directed oppositely to the saturation remanence of a sample and compensating the latter value, so that after the action of the H_{cr} field the residual magnetization of the sample is $J_{rs}=0$. The residual coercive force, like the coercive force, is an important structure-sensitive characteristic of magnetic substances, it varies from

<1 to >100 mT, it is very sensitive to changes in the internal structure of the substance, the presence of defects, stresses, it depends on the grain size, especially in the transition region from single-domain grains to multi-domain ones.

Saturation remanence (M_{rs} , SIRM) is the maximum possible amount of remanence created in a saturation magnetic field.

University with a MPMS SQUID VSM, Quantum Design, while those for PS72/410-3 were performed at the University of Bremen utilizing a Princeton Measurements Corporation (PMC) AGM. Hysteresis parameters, ratios of saturation remanence to saturation magnetization (M_{rs}/M_s) and remanent coercive force to coercive force (H_{cr}/H_c) are plotted in a theoretical Day Plot for magnetite after Dunlop [2002].

FORC measurements

In order to characterize the magnetic mineral assemblage beyond the overall domain state as determined in the M_{rs}/M_s vs. H_{cr}/H_c plot, FORC (First-Order-Reversal-Curve) measurements were performed [Pike et al., 1999; Roberts et al., 2000]. FORC diagrams can directly identify the presence of SD particles even if they are mixed with non-SD, thermally unstable or magnetostatically interacting magnetic particles [181]. Egli et al. [70] showed that magnetically non-interacting uniaxial SD particles have a unique signature in FORC diagrams named as ‘central ridge’.

As for the magnetic hysteresis measurements, a PMC AGM was used. FORC diagrams were obtained by measuring 300 FORCs with a saturating field of 300 mT, field increments of 0.424 mT and an averaging time of 100 ms. The measured field range was ± 20 mT for B_u and 0-80 mT for B_c . FORC measurements were processed by applying the FORCinel software 3.06 [Harrison and Feinberg, 2008] to the data.

Anisotropy of magnetic susceptibility

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) can serve as the basis for reconstructing sedimentation conditions [67]. AMS was measured on 196 samples (down-core to 407 cmbsf) collected continuously from the upper four u-channels of core PS72/396 with 7-cm³ plastic cubes, using the spinning specimen method with the MFK1-FA Kappabridge, Agico. For core PS87/74-3, AMS measurements were made on 108 samples from the following depth intervals: from 2 to 105 cm, from 147.3 to 154.2 cm, from 188.4 to 202.2 cm, from 257.2 to 366.5 cm, and at 520.7 cm and 527.4 cm. For KD12-03-10c, the AMS was measured from various intervals throughout the core.

The samples were rotated sequentially around three perpendicular axes, the bulk magnetic susceptibility was measured along one axis, when as the magnetic susceptibility tensor, consisting of the main susceptibilities k_{\max} (maximum), k_{int} (average) and k_{\min} (minimum), was calculated for all measurements [184; 162]. The measurements were processed in the Anisoft 5 software.

2.4. Radiometric studies

Disruption of radioactive equilibrium in decay series (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) is observed in various geological systems and is the main prerequisite for the development of nonequilibrium dating methods for natural objects. These include methods of excess ^{230}Th , ^{231}Pa , ^{210}Pb activities of the daughter product, and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ -, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -dating, etc., based on the lack of activity of the daughter nuclide in relation to a parent isotope (in this case of uranium) [6].

The methodology for conducting ^{230}Th excess studies on the PS72/396-5 core is described in detail in [84]. Approximately 75 mg of the homogenized precipitate was subjected to total acid digestion in the presence of ^{229}Th and ^{236}U isotopic additives, as well as nitric, hydrochloric and hydrofluoric acids, using a microwave pressure digestion system and an evaporation tool (CEM Mars Xpress with XpressVap). Thorium and uranium were separated from the resulting

solution matrix in an iron precipitation step followed by separation using an extraction resin (Triskem UTEVA). Final solutions were prepared in 1 M nitric acid to further minimize thorium accumulation in the sample injection system. Suitable reference materials (IAEA-385 and UREM-11) were processed and analyzed in parallel to control the accuracy and external reproducibility of the measurements. Thorium isotopes 232, 230, and 229 were analyzed with a mass resolution of $R = 2000$ on a modified ICP-MS Element2 sector field using an APEX IR desolvation system for signal amplification. A correction for the ^{232}Th mass tail on ^{230}Th was applied. The uranium isotopes 236, 235, and 234 were measured with a low mass resolution of $R=300$ on the same instrument, checking for mass bias against the $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratio in a separate natural uranium solution. Procedural spaces have been included in every run. The errors are based on the instrumental uncertainty in the mass ratios of the isotope dilution method, taking into account error propagation from procedural blanks and tail correction, and are presented as one standard deviation.

$^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ was calculated as the difference of the activity of ^{230}Th and ^{234}U , implicitly assuming a secular equilibrium between ^{234}U and ^{230}Th to determine supported ^{230}Th . The entire dataset is accessible in the Pangaea database [84]. For this study, the dataset covering the core up to a depth of 174 cm was only considered.

2.5. Mineralogical analysis and thin sections

Mineralogical analysis of light and heavy suites was performed on 0.1–0.05 mm fraction after its separation by heavy liquid (bromoform). Based on optical property sets, minerals were identified using an Olympus BH-2 binocular microscope.

Dry oriented specimens obtained during the paleomagnetic study mentioned above were boiled in Canada balsam in order to fix their initial structure and mode of arrangement. Then thin sections were prepared. Petrological description of the

latter contained rock type and rock family, mineral assemblage, grain size, habitus, unique features, and, moreover, composition, structure and mode of arrangement of the bulk.

2.6. Wet bulk density

Wet Bulk Density (WBD) measurements of cores PS72/396-5 and PS72/410-3 were also carried out on the MCSL along with on-board magnetic susceptibility measurements [115] (see Section 2.2.2).

The obtained WBD and MS curves show a characteristic «wobble» pattern relative to each other, which was used as an additional parameter for the correlation of cores PS72/396-5 and PS72/410-3.

3. PALEOMAGNETIC CHARACTERISTICS OF MARINE SEDIMENTS IN THE CENTRAL ARCTIC SUBMARINE ELEVATIONS COMPLEX

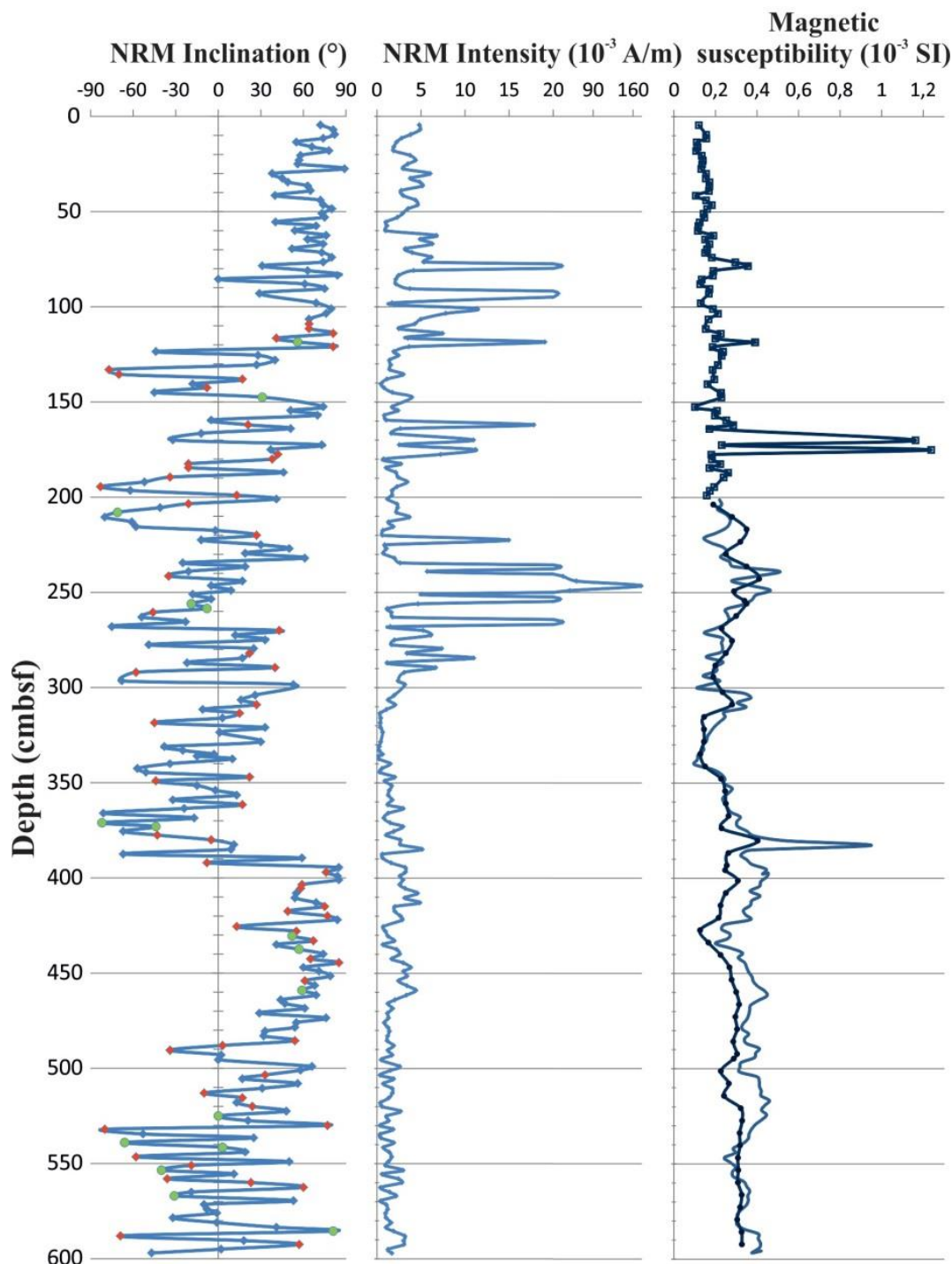
3.1. Paleomagnetic studies

3.1.1. Paleomagnetic studies on marine sediments from the Mendeleev Ridge *Core KD12-03-10c, “Arctic-2012” expedition*

The resulting paleomagnetic data on core KD12-03-10c is shown in Figure 22. The NRM directions in recovered sediments show downward variations and can be divided in several general sections. The first positive inclination section is observed from the top of the core to 121 cmbsf. A sharp change to negative inclinations occurs at ca123.5 cmbsf. Then the inclination tends to be mainly negative up to 394 cmbsf but undergoes several short positive intervals, starting at 150, 172.5, 225, 270 cmbsf and several more. From 394 cmbsf, the sequence is dominated by normal polarity down to 490 cmbsf. From this point and to the core's end, the curve exhibits frequent polarity interchanges. One can also note that the NRM intensity for intervals with positive inclinations is, on average, greater than for intervals with negative inclinations [75]. On the final ChRM inclination curve (Figure 23), made from the demagnetized samples (marked with colored markers in Figure 22), the intervals of normal and reverse polarities along the entire core length can be traced more clearly.

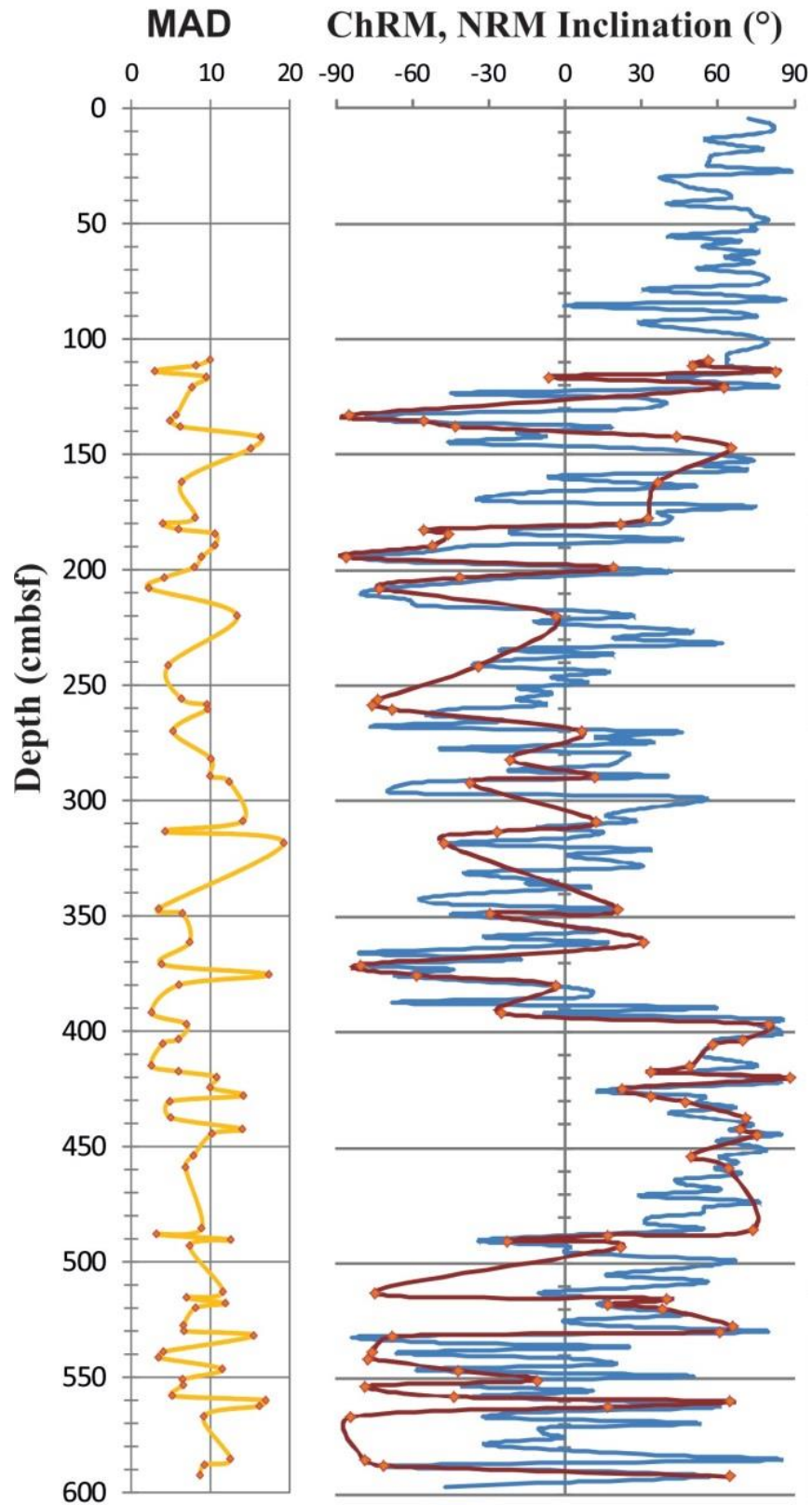
Orthogonal diagrams of demagnetization results are shown in Figure 24. Demagnetized by AF, the viscous remanent magnetization seems to be destroyed in the peak magnetic fields of less than 20 mT, after which the stable component can be calculated. The AF data above 100 mT were excluded from the calculations, as they showed a very high scatter of values when decreased to less than 5 percent of the initial NRM. The samples subjected to thermal demagnetization lose their viscous component after heating to 130, 200°C, then ChRM can be calculated. For core KD12-03-10c, the maximum heating temperature was 500°C, which for a small part of the samples turned out to be

insufficient for the complete destruction of the magnetization. That may indicate an inhomogeneous composition of magnetic carriers in the studied sediments.



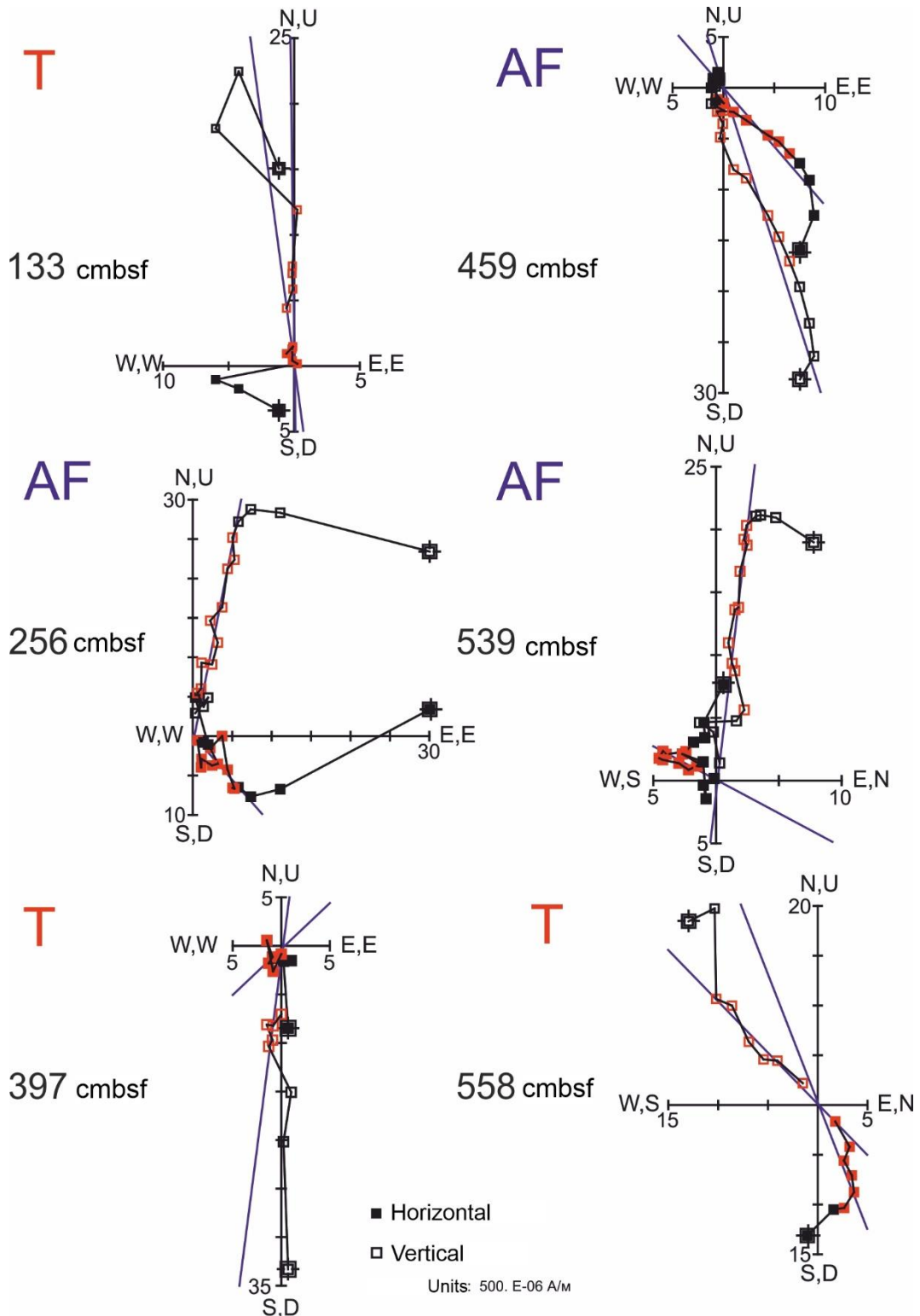
Closed red diamonds show specimens, chosen for temperature demagnetization treatment, and closed green circles for AF demagnetization. Magnetic susceptibility curves, performed by MFK1 and Kappameter KT-5 measurements, are indicated by dark-blue open squares and closed circles respectively, curve without markers by MS2E.

Figure 22. NRM inclination (left), NRM intensity (middle) and magnetic susceptibility (right) of core KD12-03-10c



Maximum angular deviation (MAD) (left), ChRM inclination with NRM inclination (right). NRM inclination is plotted by blue curve without markers, ChRM inclination by dark red curve with closed red diamonds.

Figure 23. ChRM inclinations of core KD12-03-10c



For each sample (depth), an orthogonal diagram is shown. Open (solid) squares represent projection of vector end-points on the vertical (horizontal) plane. The double square in each curve denotes the NRM measurement, and axes are absolutely scaled in 10^{-3} A/m. The steps chosen for the ChRM calculation are highlighted in red.

Figure 24. Orthogonal projection of thermal demagnetization (T) and alternating field demagnetization (AF) for six representative measurement samples from core KD12-03-10c

Cores PS72/396-5 and PS72/410-3, RV «Polarstern» expedition, 2008

Figure 25 shows NRM intensity, median destructive field of NRM (MDF_{NRM}), characteristic remanence inclination (Inc_{ChRM}), maximum angular deviation (MAD), number of PCA points (a number of alternating field demagnetization steps used to calculate ChRM) and volume magnetic susceptibility (k_{LF}).

For core PS72/396-5, Inc_{ChRM} shows stable positive values for almost the entire upper meter. From 90 cmbsf, further down core, Inc_{ChRM} starts plunging to the negative side. The component inclinations stay mostly negative down to 375 cmbsf, with five short intervals of positive values intercalated. Below 375 cmbsf, core PS72/396-5 recovers to positive component inclinations with one shallow interval at ~492 cmbsf. From ca. 560 cmbsf down core, Inc_{ChRM} alternates frequently from negative to intermediate to positive values. At the same time, MDF_{NRM} , NRM intensity and PCA points decrease with increasing core depth. The latter can suggest, apart a viscous overprint, the presence of several magnetic remanence components of probably overlapping coercivities.

Core PS72/410-3 apparently demonstrates the same pattern with positive component inclinations for the upper 133.5 cmbsf except for the interval between 42.5 and 81.5 cmbsf which yields shallower but still positive values, likely, because this interval has been disturbed during sampling. An interval with negative component inclinations follows down to 346.5 cmbsf which is interrupted by positive Inc_{ChRM} between 161.5 and 170.5 cmbsf. From 347.5 to 402.5 cmbsf positive component inclinations prevail. The following interval down to 585.5 cmbsf exhibits negative Inc_{ChRM} again. Until the base of the core, component inclinations are dominated by positive values with three intervals of shallow negative inclinations between 647.5 and 657.5, 700.5 and 709.5 as well as between 719.5 and 728.5 cmbsf.

In summary, both cores show similar yet not identical patterns with intervals of alternating opposite component inclinations. They exhibit usually

MADs $\leq 10^\circ$ (89% and 71% of the measurement positions of cores PS72/396-5 and PS72/410-3, respectively) indicating low to medium scatter in the paleomagnetic data. The numbers of PCA points are often high (PCA points ≥ 7 for 56% and 65% of the measurement positions of cores PS72/396-5 and PS72/410-3, respectively) but are only as much as 3 for 13% of the measurement positions in both cores. These low numbers of PCA points are apparently not related to intervals of negative component inclinations in contrast to the low NRM intensities reflecting the magnetic overprint by the modern geomagnetic field with its positive inclination. Variations in NRM intensity are caused by opposite magnetic remanence components rather than by changes in magnetic mineral concentration as can be seen from the magnetic susceptibility record which fluctuates around a mean value throughout the core without a significant down-core trend.

Figure 26 – Figure 27 displays representative vector end-point diagrams of magnetization directions through stepwise AF demagnetization as orthogonal horizontal and vertical projections from several depths in the outlined intervals. They represent typical examples for positive and negative characteristic remanent magnetizations, respectively.

Measurement positions with negative Inc_{ChRM} lose a positive magnetic overprint at demagnetization levels of 5-15 mT expressed by a hump shape in the magnetic intensity graphs (e.g., Figure 26 e), 343 cmbsf in core PS72/396-5; Figure 27 k), 458.5 cm in core PS87/410-3). This behavior represents most likely a low-coercive viscous remanent magnetization induced by the modern geomagnetic field. Measurement positions with positive Inc_{ChRM} exhibit a more monotonous intensity decay during demagnetization. Further rock magnetic experiments were conducted, that focus on comparison between sediments with positive and negative component inclinations.

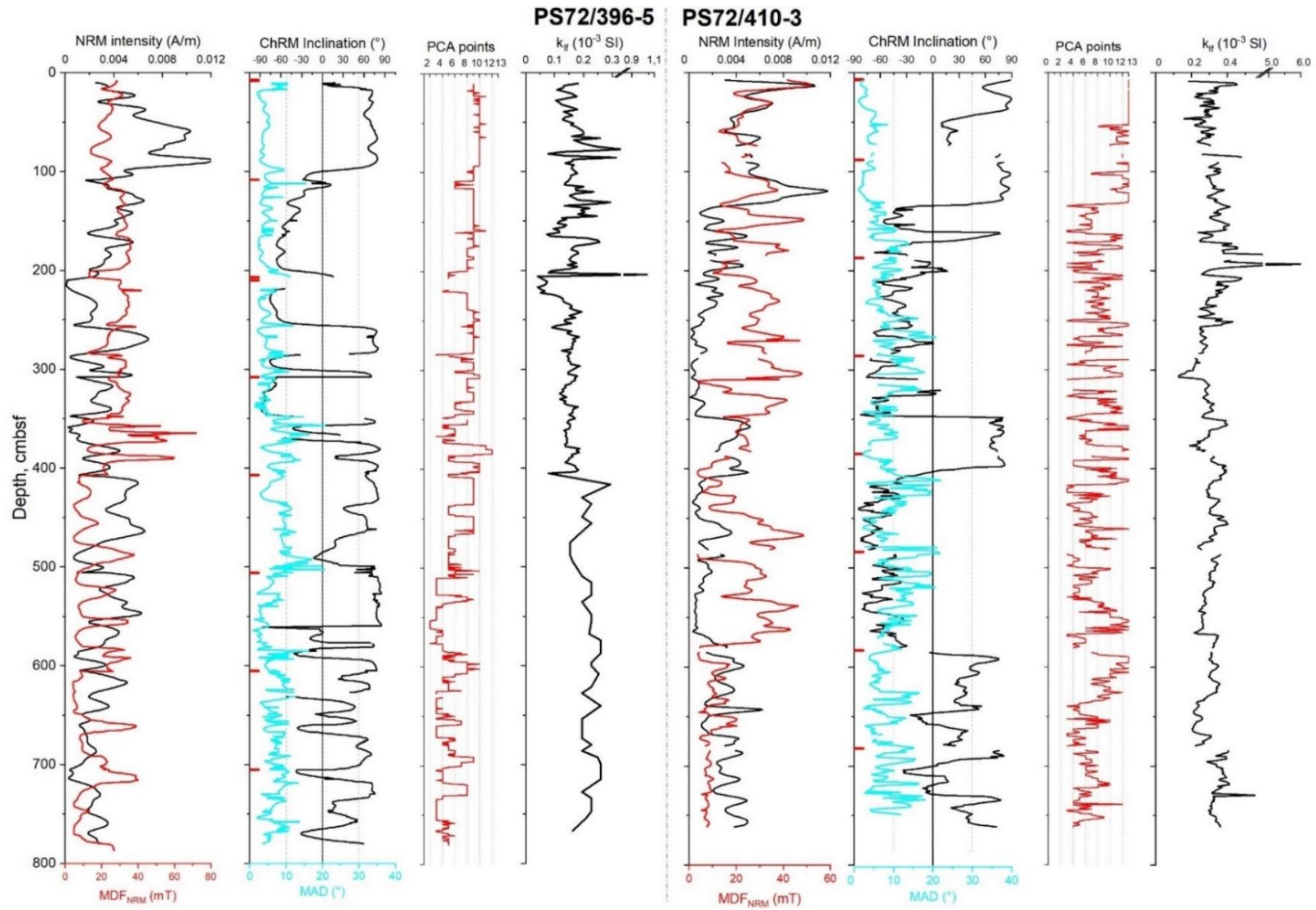
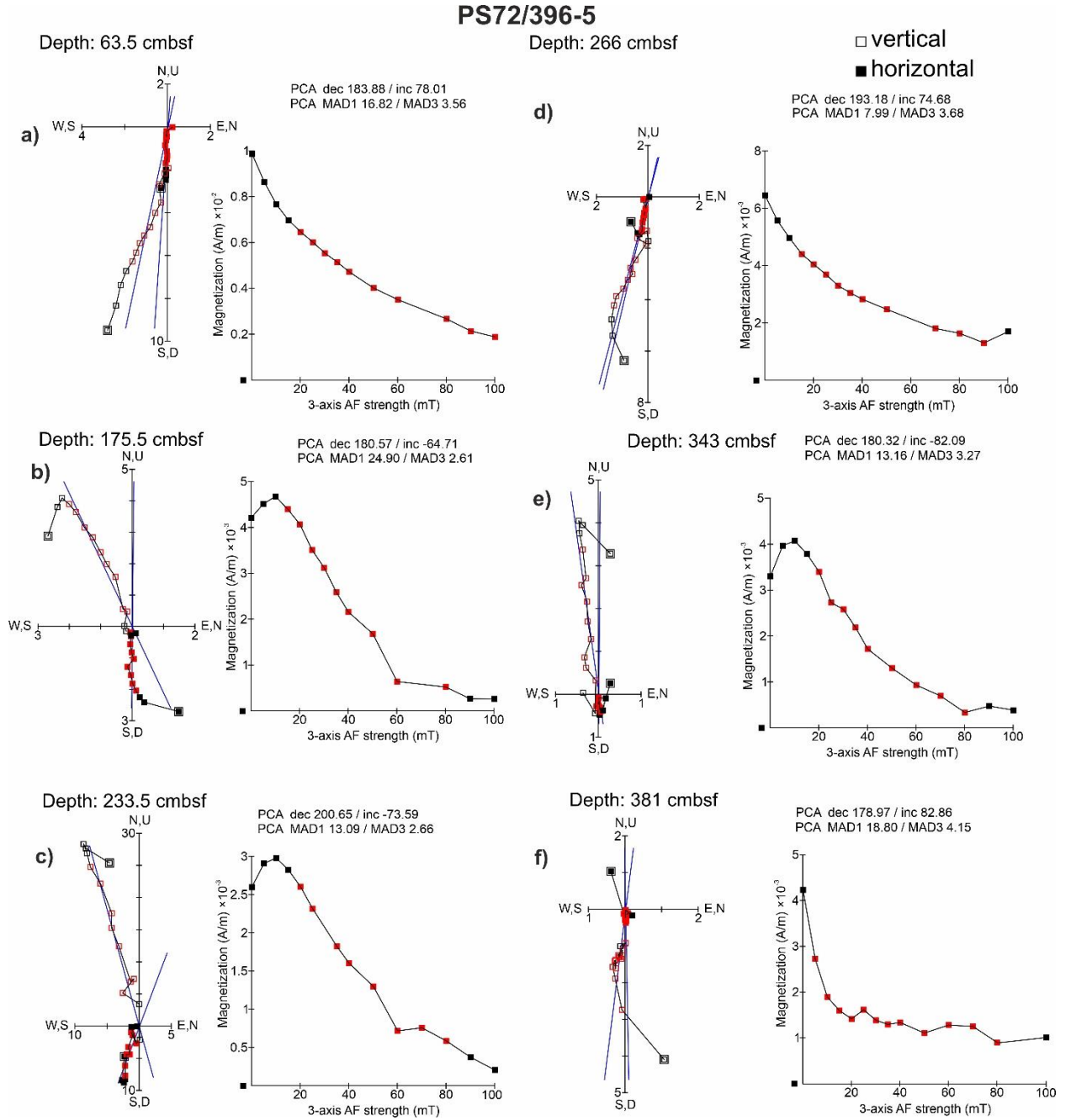


Figure 25. Paleomagnetic results for cores PS72/396-5 and PS72/410-3. PCA points represent the number of AF steps used for the ChRM calculation. Red ticks on the ChRM denotes core section breaks.



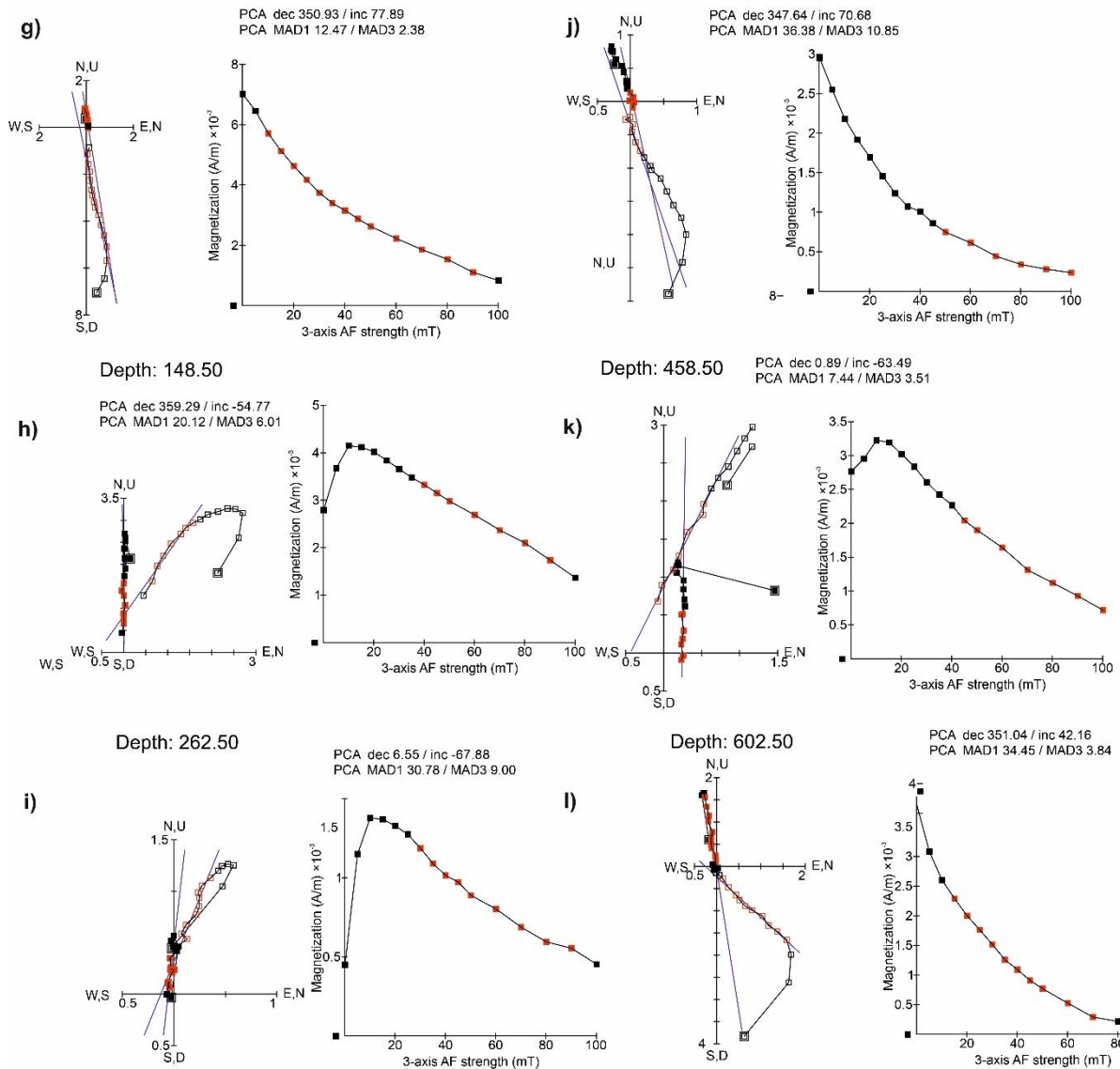
Open (solid) squares represent projection of vector end-points on the vertical (horizontal) plane. The double square in each curve denotes the NRM measurement, and axes are absolutely scaled in 10^{-3} A/m. The steps chosen for the ChRM calculation are highlighted in red.

Figure 26. Orthogonal projections of NRM data and NRM intensities from the 0–100 mT AF peak field demagnetization levels for six representative measurement positions from core PS72/396-5.

PS72/410-3

Depth: 108.50

Depth: 373.50



Open (solid) squares represent projection of vector end-points on the vertical (horizontal) plane. The double square in each curve denotes the NRM measurement, and axes are absolutely scaled in 10^{-3} A/m. The steps chosen for the ChRM calculation are highlighted in red.

Figure 27. Orthogonal projections of NRM data and NRM intensities from the 0–100 mT AF peak field demagnetization levels for six representative measurement positions from core PS72/410-3.

Thermal demagnetization and demagnetization by an alternating field of duplicate discrete samples, core PS72/396-5

Figure 28 shows the horizons and types of studies for which additional samples were taken from core PS72/396-5, as well as the curves of magnetic susceptibility, NRM intensity (black) and remanent magnetization intensity after applying a 25 mT

alternating magnetic field (pink color), and inclination after applying an alternating magnetic field of 25 mT.

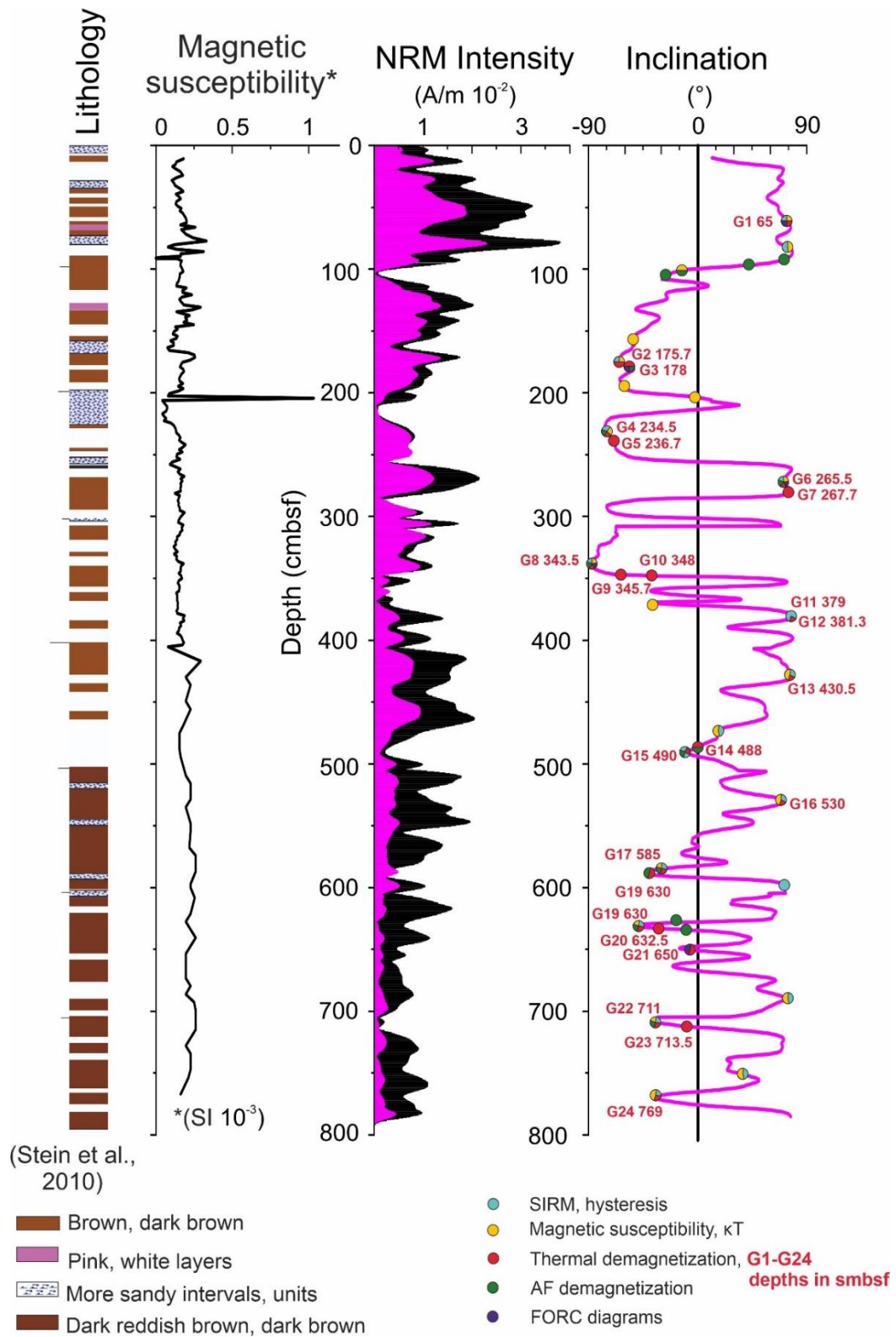


Figure 28. Results of paleomagnetic measurements and sampling of additional discrete samples from core PS72/396-5.

Figure 29 presents Zijderveld diagrams for temperature demagnetization (TD) and alternating field demagnetization (AF) for a number of samples from different depths. The results of ChRM calculations are presented in Table 4, which apart of ChRM inclinations and their MAD includes a number of steps, the first and last measurement steps used for the ChRM calculations.

According to the thermal demagnetization, most samples, especially those taken in the first half of the core, the intensity decreases gradually in the temperature range from 150°C to 450°C, after which there is a slight increase in the region of the magnetite Curie point (550—585°C). The median breaking temperature, the temperature at which half of the residual magnetization is removed, is from 200 to 250°.

For samples from the upper part of the core, the ChRM directions remain predominantly stable and retain their sign in the main temperature range. According to measurements of magnetic susceptibility made after each heating (Figure 30), the increase occurred gradually, starting from 450°C. This grow can be associated with the formation of new minerals upon heating in air. Such newly formed minerals are, probably, unstable and part of them are superparamagnetic as well, introducing distortions into the remanent magnetization. That can explain the increase in the intensity starting from 525°C (Figure 29), as well as some instability of the obtained directions at the higher temperatures. When calculating ChRM in the selected range, it showed inclinations corresponding to the normal and reverse magnetization intervals with the MAD less than 10.

TD and AF samples for approximately the same depths (e.g. 175.5 and 233.5 cmbsf) bearing a negative inclination equally show the stability of the negative component, without any significant transitions or breaks at lower temperatures, as it was noted in the similar experiments in Xuan and Channel [223]. The latter was considered as a sign of titanomaghemite in significant proportions in the Mendeleev Ridge's sediments [223].

Table 4. The results of calculations of the characteristic component by the PCA method based on the results of demagnetization of discrete samples, core PS72/396-5

	Depth, cmbsf	Demagnetiza tion type	NRM Intensity (A/m)	Demagnetizat ion steps	PCA Inclinatio n	MA D	PCA steps	First PCA point (°C or T)	Last PCA point (°C or T))
1	65	Temperature	0.007844	17	41.7574	8.76 08	10	200	550
2	175.7	Temperature	0.005055	17	-70.7318	9.73 08	11	200	575
3	177.1	AF	0.0003754	14	-71.7997	3.41 61	8	0.015	0.07
4	178	Temperature	0.002514	17	-65.9086	6.90 6	9	200	525
5	233.7	AF	0.0002675	14	-74.2971	3.36 03	8	0.015	0.07
6	234.5	Temperature	0.002227	17	-80.8915	7.33 32	10	150	525
7	236.7	Temperature	0.001943	17	-79.7839	4.21 83	7	250	500
8	265.5	Temperature	0.005773	17	82.4458	8.39 6	10	200	550
9	267	AF	0.0003335	14	40.9771	9.70 64	8	0.01	0.06
10	267.7	Temperature	0.005814	17	76.9845	4.61 34	9	150	500

Continuation of Table 4

12	343.5	Temperature	0.0006694	17	Not determined				
13	345.7	Temperature	0.0004284	17	Not determined				
14	348	Temperature	0.002734	17	37.2984	10.6 766	7	150	400
15	379	Temperature	0.002911	17	74.4392	11.0 626	7	150	400
16	381.3	Temperature	0.004688	17	70.1797	9.73 38	7	150	400
17	430.5	Temperature	0.005267	17	61.1866	12.4 405	6	150	350
18	486.85	AF	0.0003183	14	28.1204	7.15 49	6	0.005	0.03
19	488	AF	0.001496	17	-22.4573	10.1 348	8	150	450
20	489.2	Temperature	0.0001981	14	1.2937	9.83 87	5	0.01	0.03
21	490	Temperature	0.001966	17	-7.3042	9.40 07	8	200	500
22	530	Temperature	0.003902	17	69.7057	11.0 37	3	0	200
23	584.4	AF	0.0003364	14	71.6737	12.7 776	8	0.02	0.08

Continuation of Table 4

24	585	Temperature	0.006739	17	Not determined				
25	586.5	AF	0.0003092	14	-59.8719	2.88	5	0.015	0.04
26	587.5	Temperature	0.003081	17	-73.8998	12.8 924	10	200	550
27	629	AF	0.000268	14	Not determined				
28	630	Temperature	0.002061	17	Not determined				
29	631.5	AF	0.0003041	14	Not determined				
30	632.5	Temperature	0.002287	17	-42.9176	11.2 578	7	200	450
31	634	AF	0.0002179	14	Not determined				
32	650	Temperature	0.0009463	17	-81.1369	5.55 76	5	200	350
33	711	Temperature	0.001006	17	-40.1515	23.3 624	6	150	350
34	712	AF	0.0001623	14	Not determined				
35	713.5	Temperature	0.002072	17	26.3288	21.7 236	6	0	300

End of Table 4

36	769	Temperature	0.001362	17	-56.5607	9.28 95	9	150	500
----	-----	-------------	----------	----	----------	------------	---	-----	-----

For the samples from ca. 266 cmbsf, thermal demagnetization turned out to be more effective, destroying the intensity to lower values. Remanent magnetization is predominantly decreasing in the temperature range up to 525°C, which may characterize titanomagnetite as the main carrier of magnetization, therefore, it can be concluded that negatively magnetized horizons in the depth interval are not associated with changes in the magnetization carriers themselves or chemical changes, thus they are only responsible for recording changes in directions geomagnetic field.

As for the samples from the lower depths (488 cmbsf, 587.5 cmbsf, 632.5 cmbsf), it is harder to indicate the characteristic component and the demagnetization pattern itself looks more complex, e.g., the range of steps for ChRM calculation decreases, and the direction varies. In some samples, it is not possible to isolate the characteristic component in the selected temperature range at all. At the same time, Figure 30 plots that the magnetic susceptibility for samples at depths of 5 mbsf continues to grow from 500 to 700°C. This indicates the formation of new minerals with each subsequent heating. At the same time, the samples from the lower half have a lower NRM intensity and a lower MDF_{NRM} , where half of the magnetization is destroyed already during the first steps of demagnetization. In this case, further steps, moreover, with the formation of new minerals and an increase in magnetization, rather introduce a scatter into the measurements. The presence and cyclicity of "dark brown" layers, which are more bioturbated, is also observed from this depth (Figure 28, see lithology).

The SQUID magnetometer is installed in a protective shield that minimizes the effect of the modern magnetic field, while the kappabridge is located outside of the shield. During this set of experiments, it was registered that a -term removal of the sample from the screen affects its magnetization and could short give results that differed from those obtained immediately after a heating. Also, the remanent magnetization of the samples decreased when measurements were repeated in a number of days after the heating. As they were stored in the shielded room, they

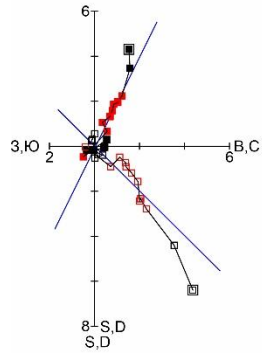
likely lost a less stable and newly acquired magnetization, the relaxation time of which was not very long.

Paleomagnetic measurements performed on long samples such as u-channels significantly reduce time for sampling and very same measurements while using a SQUID magnetometer. Though, in turn, they have some disadvantages. Due to the continuous recording, signals from neighboring areas superimpose in a measured position, which lead to the incomplete display of short-length intervals of an opposite sign or its total “hiding” inside [166]. In addition, the same effect of signal convolution lowers values at the edges of a u-channel where a sample measurement superimposes with the measurement of a non-magnetic space, with no actual material.

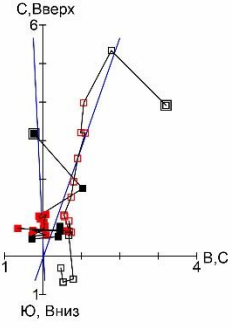
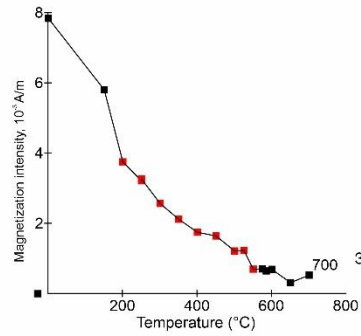
In core PS72/396-5, the shift into negative inclinations after predominantly positive ones begins in the interval 100–120 cmbsf (Figure 25). Jumping ahead, the proposed boundary of the Brunhes-Matuyama polarity reversal boundary is considered at this depth (see Chapter 4.2). Thus, the boundary could fall at 120 cmbsf, but at a depth of about 110 cmbsf there is a small peak of positive inclinations, and a transition to negative inclinations is already observed from 92 cmbsf. Since a break between two long u-channel samples is at 108-109 cm, additional sampling of discrete samples in the interval of 92-106 cm in order to find out whether the transition to negative inclinations at this interval is real. Figure 31 shows the results of AF demagnetization of the cube samples, which were performed to more clearly determine the position of the Brunhes-Matuyama boundary in the depth interval of 92–106 cm.

Depth 65 cmbsf

ChRM inclination 41.76°
MAD 8.76



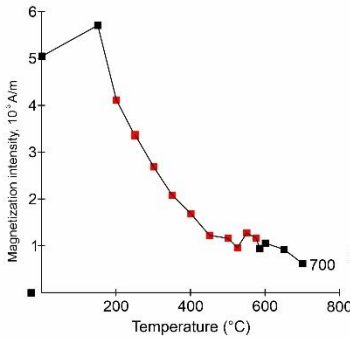
TD



Depth 175.7 cmbsf

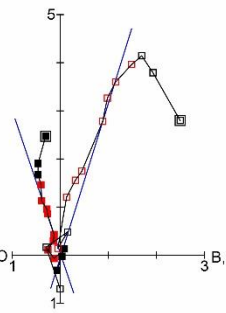
ChRM inclination -70.73°
MAD 9.73

TD

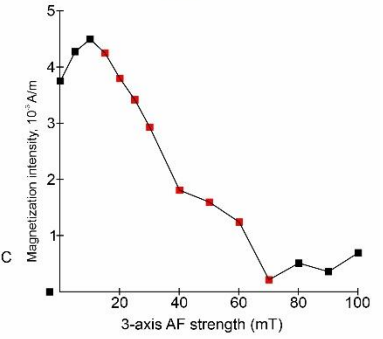


Depth 177.1 cmbsf

ChRM inclination -71.80°
MAD 3.42

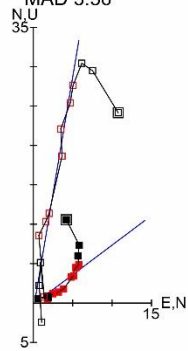


AF

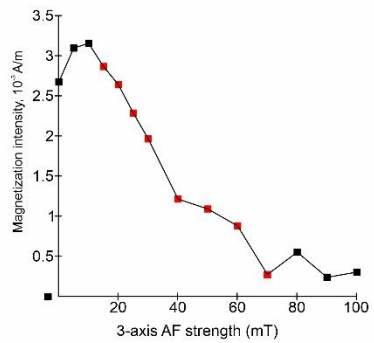


Depth 233.7 cmbsf

ChRM inclination -74.3°
MAD 3.36



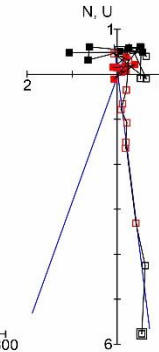
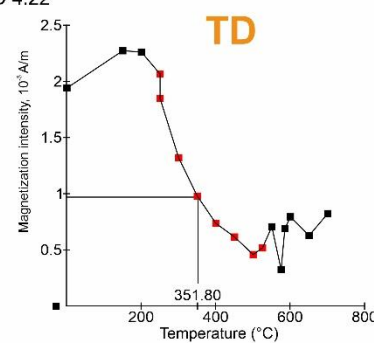
AF



Depth 236.7 cmbsf

ChRM inclination -79.78°
MAD 4.22

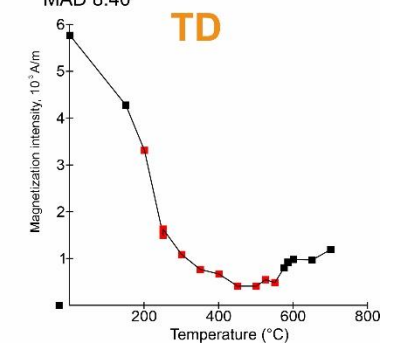
TD

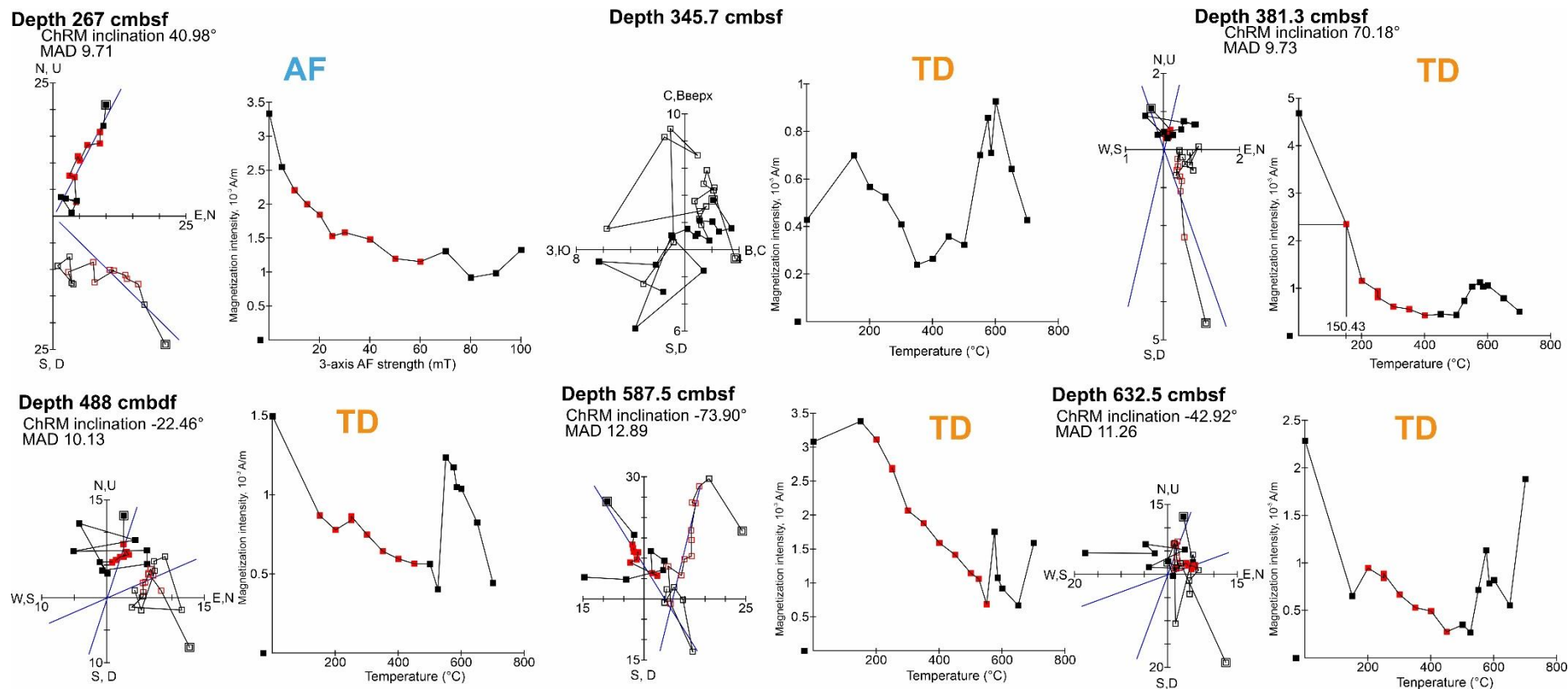


Depth 265.5 cmbsf

ChRM inclination 82.45°
MAD 8.40

TD





For each sample, an orthogonal diagram is given, filled and hollow squares are projections onto the horizontal and vertical planes, respectively, and the NRM measurement is indicated by a double frame. Points are highlighted in red, from which the characteristic magnetization component ChRM of the samples was calculated. TD - temperature demagnetization, AF – demagnetization by alternating field.

Figure 29. Orthogonal diagrams of stepwise demagnetization by temperature or alternating field of discrete samples, core PS72/396-5

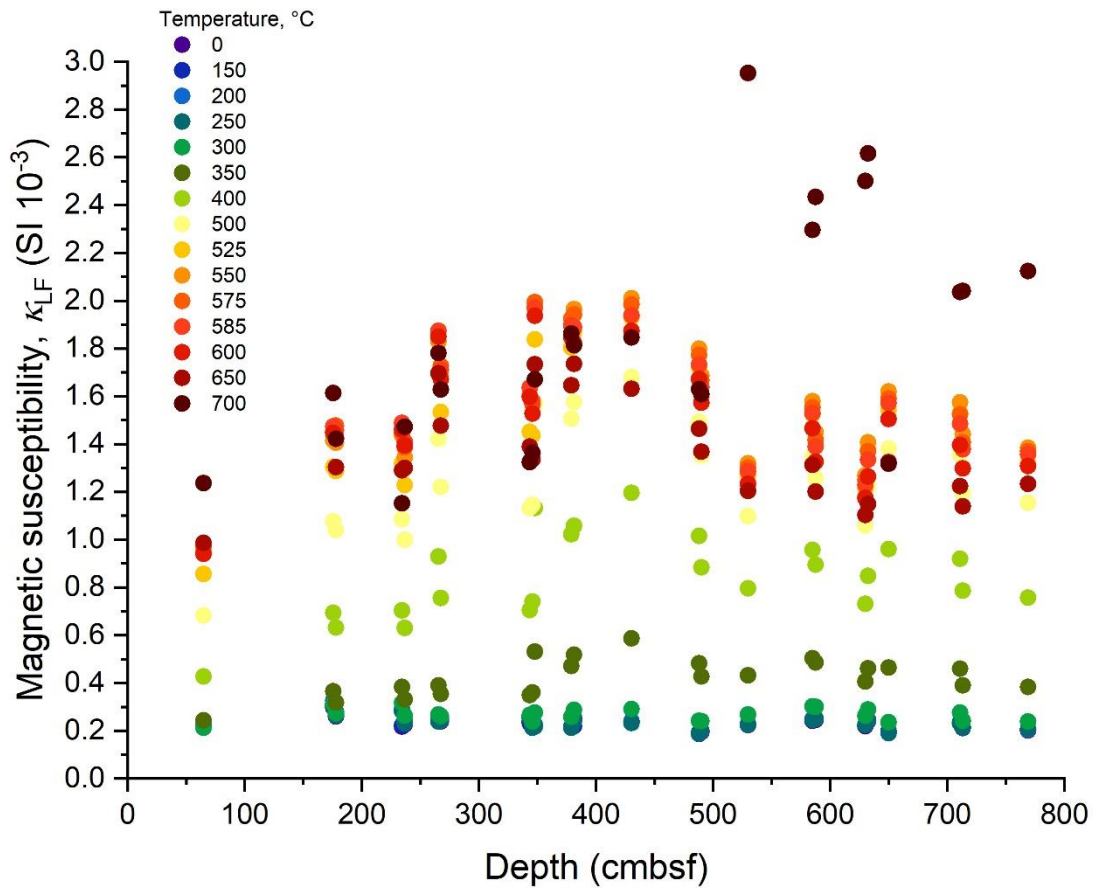
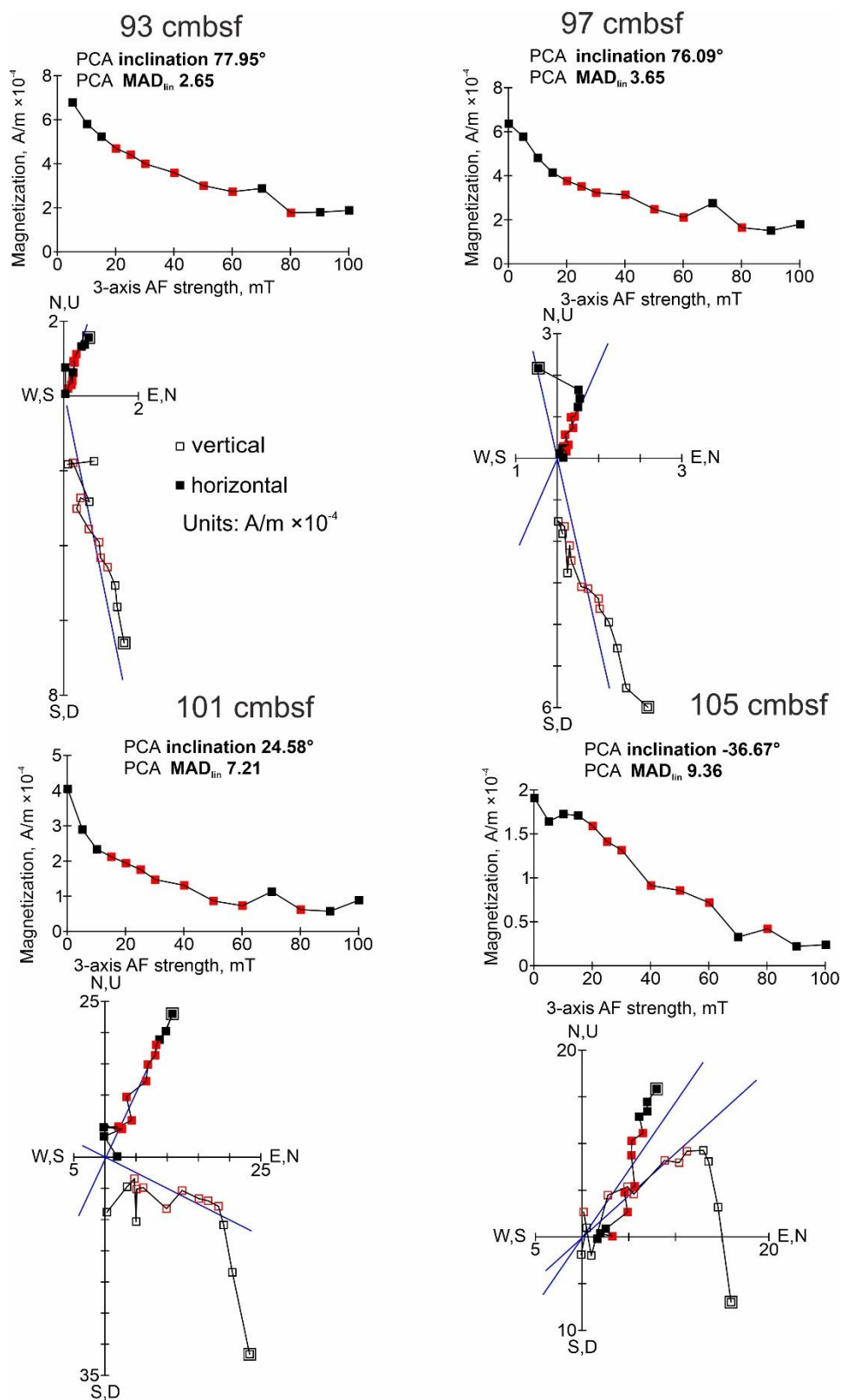


Figure 30. Magnetic susceptibility measurements after each heating step to monitor the formation of new magnetic minerals

The samples from 93 cm and 97 cm show consistently high positive inclinations with a low MAD value when, as in the u-channel measurements, the depth data is already moving towards lower inclinations (Figure 25). For the sample from 101 cmbsf, the inclination begins to fall along with the NRM intensity; the inclination is still positive when the u-channel shows a small but negative inclination for this depth. At the same time, following the orthogonal diagrams one can see that the magnetization vector “goes into a flip” with depth, thereby indicating a transition to negative inclinations, as the diagram for 105 cmbsf illustrates. This sample already has a negative inclination and a characteristic hump (10–20 mT) in the magnetization intensity diagram, which indicates the superposition of the positive component of the modern viscous remanence on the older negative component of the characteristic remanence.



Open (solid) squares represent projection of vector end-points on the vertical (horizontal) plane. The double square in each curve denotes the NRM measurement, and axes are absolutely scaled in 10^{-3} A/m. The steps chosen for the ChRM calculation are highlighted in red.

Figure 31. Orthogonal diagrams of stepwise AF demagnetization near the considered the Brunhes-Matuyama boundary, core PS72/396-5

All samples show MAD values less than 10, which indicates a high accuracy in determining the characteristic component. For deeper samples, they are somewhat higher, which is generally characteristic of horizons that carry the transitional stage of a change in the polarity of the geomagnetic field.

Between 92 and 110 cmbsf, the presence of negative inclinations has been confirmed, which gives rise to a possible revision of the position of the boundary of the Brunhes-Matuyama polarity reversal to a level of about 104 cm and, thus, to a greater "age" of precipitation in this area (for details see Chapter 4.2).

3.1.2. Paleomagnetic studies on sediment core from the Podvodnikov Basin

Core PS87/074-3, RV «Polarstern» 2014

Paleomagnetic results on core PS87/074-3 are shown in Figure 32. A large number of negative NRM inclinations attract attention from the very first centimeters. The negative intervals at a depth of up to 0 to 100 cm look especially specific. Such a pattern was not observed either in the considered cores from the Mendeleev Ridge, or, as will be seen below, in the core from the Lomonosov Ridge. There, the inclinations in the upper meters, with rare exceptions, are strictly positive and, in general, do not change so much after demagnetization (Figure 7, Figure 25). Depths that carry negative inclination are single samples, a maximum of several centimeters thick, most of which can be interpreted as excursions, brief episodes of reversed polarity in the Brunhes Chron [21].

Figure 33 shows examples of stepwise demagnetization by AF in the form of Zijderveld orthogonal diagrams for several depths of core PS87/074-3 cores. It can be seen that the upper depths (for example, 49.6 cm and 149.6 cm) already at the first step of demagnetization lose half of the magnetization value, while changing the sign of the inclination from negative to positive. For some of the samples at greater depths, the MDF increases to varying degrees. The nature of the decay of the magnetization for different depths is different.

Figure 32 (orange line with purple dots) shows the ChRM inclinations with the MAD (blue line). It should be noted here that the ChRM inclination line plotted only from the samples that were subjected to demagnetization procedures; accordingly, in the absence of these, the ChRM line occupies a middle position between the nearest measured points and does not carry an informative character. Up to a depth of 2.5 meter, according to the ChRM, the bulk of the negative NRM inclinations move to the positive side. Moreover, if in the upper meter MDF, which characterizes how strong the field must be applied to a sample in order to remove half of its magnetization, is in the range of 20-40 mT, even sometimes 80 mT, then for samples taken deeper, it drops to 5 mT. This may indicate that the samples can be remagnetized by rather weak fields and are less coercive. In general, this MDF trend persists for most of the samples deeper in the core, which may explain some of the instability of their NRM. In the upper meters, a well-defined interval of negative inclinations at a depth of 86-104 cm is seen. From 284 cmbsf, high negative inclinations begin to appear, which nevertheless alternate with shallow inclinations of both signs. For the latter, it is rather difficult to isolate a stable component, and it is mainly determined in fields up to 40 mT. Considering the above features, including interval of 276 to 350 cm, it can still be attributed mainly to reverse polarity. At 350 cmbsf, an episode of positive inclinations was revealed in the interval of predominantly negative inclinations of both NRM and ChRM, which, interrupted by two relatively clearly defined negative samples, continues up to 4 m. Further, several more such positive intervals are observed, which, nevertheless, have well-defined negative patterns at the boundaries. The studied samples at depths of 5 meters and deeper — at the border with 6 meters have a more complex composition of the magnetization components, to the point that for the deepest (593-595 cm) stable ChRM cannot be determined. In terms of data quality, expressed in the MAD values, the average value of the studied samples is less than 8, which is relatively low, since a MAD of less than 10 is the standard for the accuracy of the ChRM calculation [see e.g., 150].

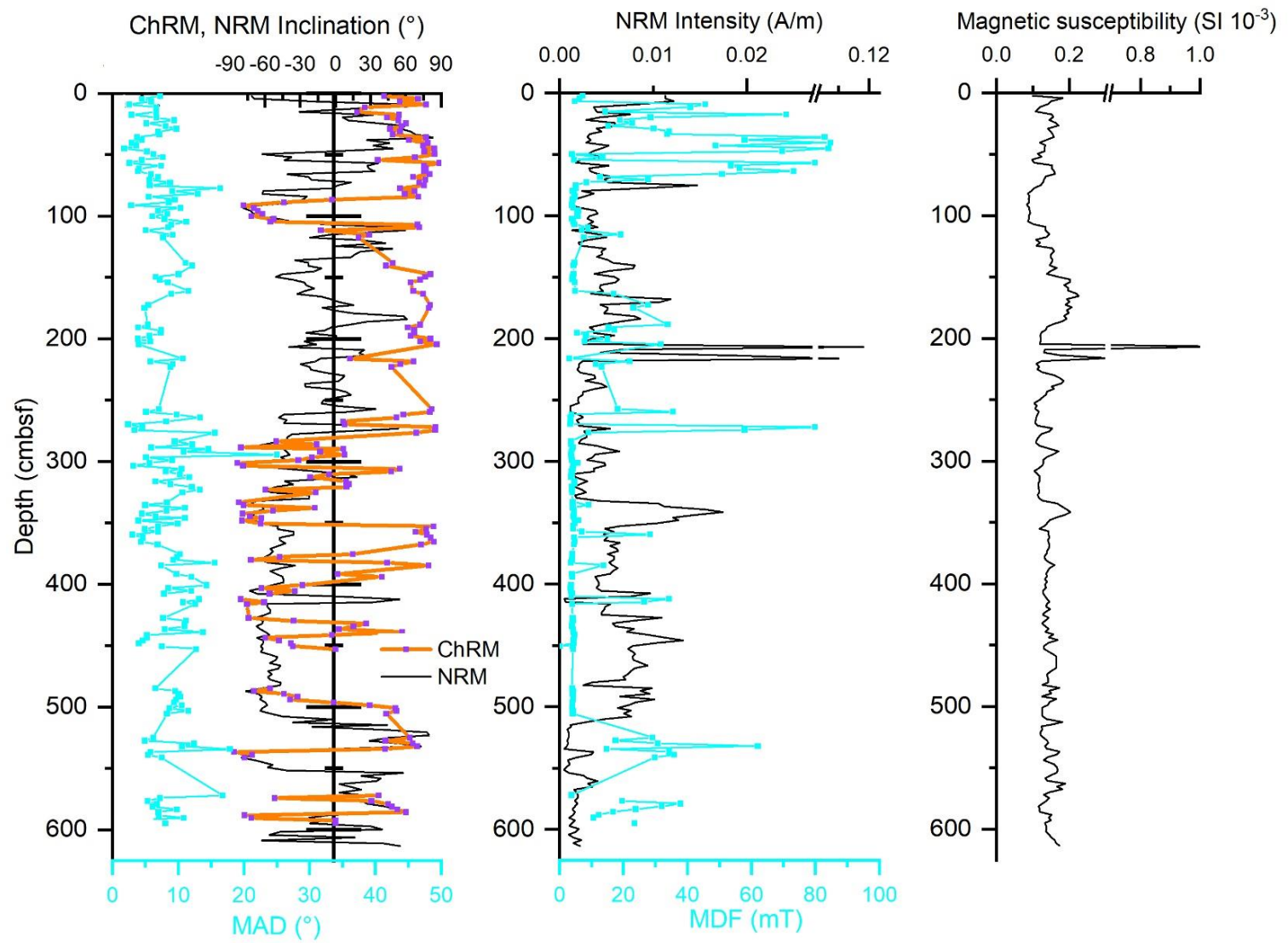
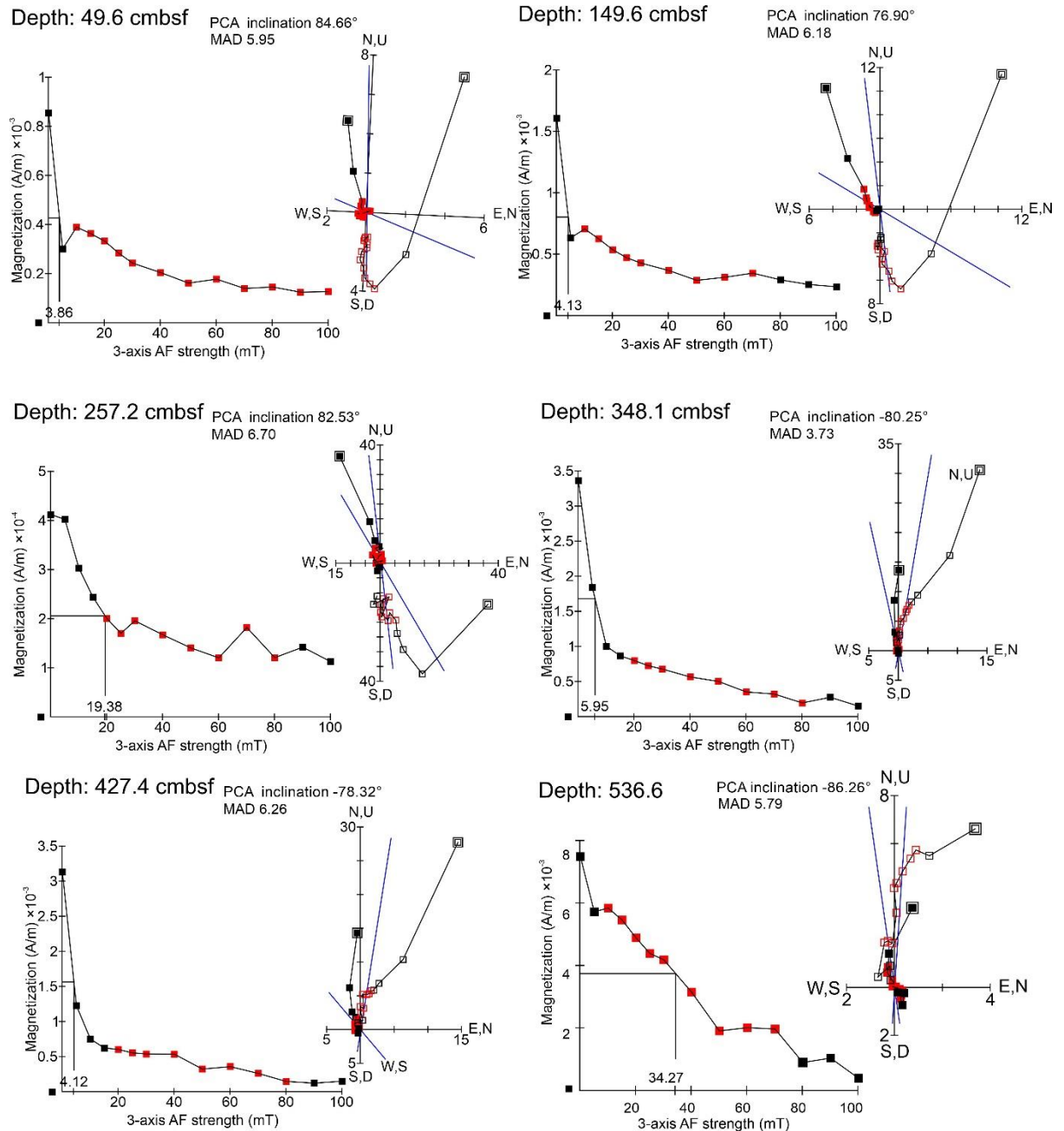


Figure 32. Paleomagnetic results of core PS87/074-3, Podvodnikov Basin.



Open (solid) squares represent projection of vector end-points on the vertical (horizontal) plane. The double square in each curve denotes the NRM measurement. The steps chosen for the ChRM calculation are highlighted in red.

Figure 33. Orthogonal diagrams of stepwise AF demagnetization, core PS87/074-3.

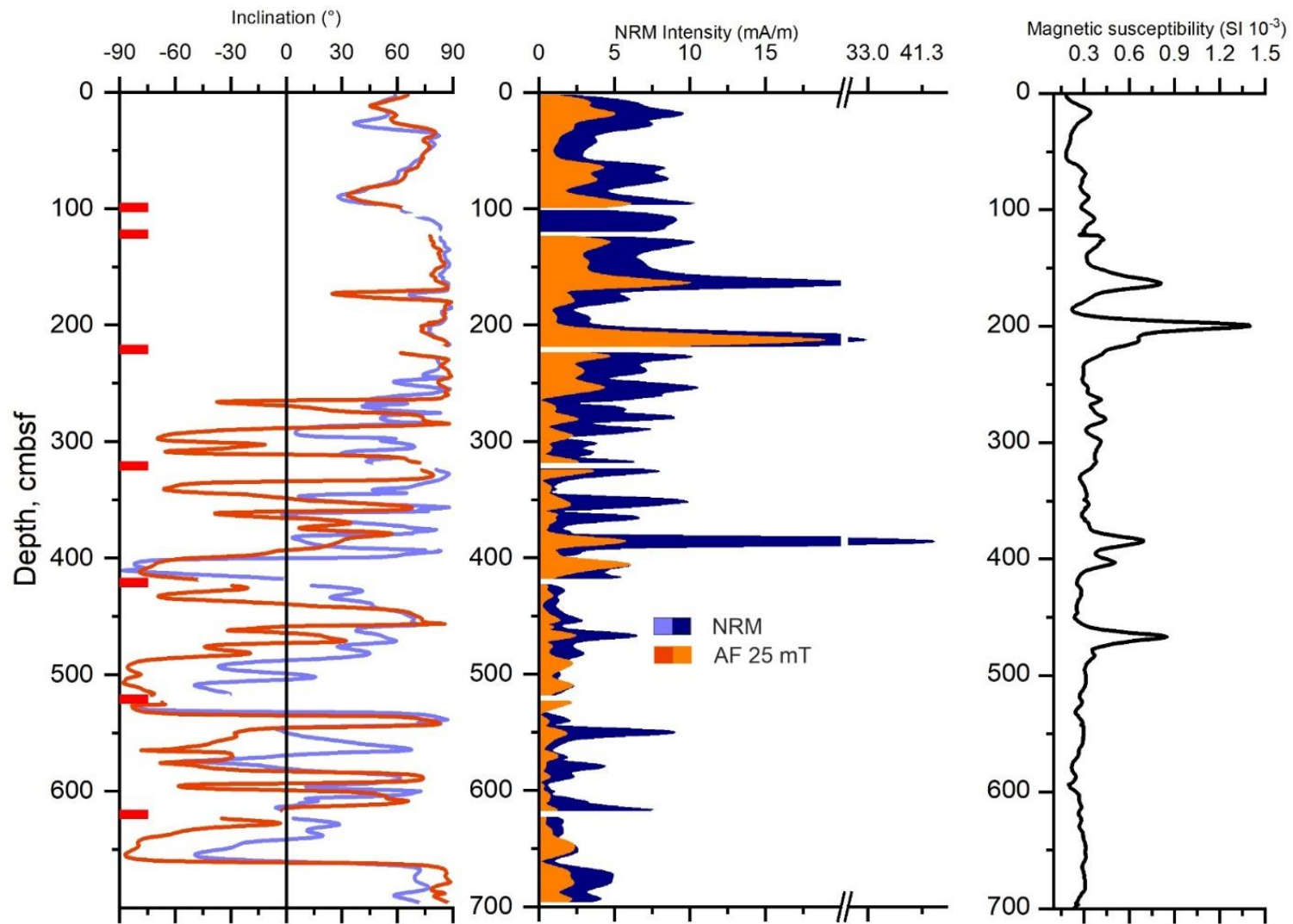
The magnetic susceptibility of the core is within the limits characteristic of marine sediments. At the same time, it is worth noting high peaks at depths of about 2 meters, after which such extreme values are again no longer observed down the section.

3.1.3. Paleomagnetic studies on sediment core from the Lomonosov Ridge

Core PS87/023-1, RV «Polarstern» 2014 z.

Based on the measurement results of core PS87/023-1, graphs of the change in the magnetization and intensity of NRM were plotted after cleaning with 25 mT and supplemented with data on magnetic susceptibility (Figure 34). From the very top of the core, prevailing positive inclinations are clearly observed. Only down from 300 cmbsf, more or less noticeable negative intervals begin. At the same time, starting from this depth, variability of the obtained inclinations looks rather complicated. A frequent alternation of relatively short intervals of reverse and direct polarity requires separate consideration. Figure 35 shows several steps of AF demagnetization results with peak fields of 10 mT, 25 mT, 40 mT and 70 mT to a depth of 620 cmbsf. The plot illustrates some instability of the reverse magnetized components, especially in the lower part. In this case, after AF demagnetization, the intervals with reverse polarity partially become longer, and the first negative values are revealed in the higher, as already mentioned, at about 3 mbsf. The intensity of magnetization for the upper three meters is on average higher than for the next four, with stable, except for several short episodes with higher values, magnetic susceptibility. A decrease in the magnetization intensity at 3 mbsf may indicate the reverse direction of the initial magnetization, the vector of which is opposite to the vector of the viscous magnetization component [21]. The length of reversely magnetized intervals still grows with depth, and their percentage to the positive ones is about 60% (for the level of demagnetization by an alternating field of 25 mT) for the interval from 285 cmbsf to the end of the core. For all measured positions in the core, a number of reverse magnetized positions is 36%.

Results of the stepwise AF demagnetization of the core's last meter (620-698 cm) demonstrates a confident transition from the interval of negative to positive inclinations at a depth of 660-670 cm (Figure 36). At a depth of 625-630 cm, the directly magnetized interval is gradually cleared by an ever-increasing alternating magnetic field.



On the left, red lines indicate the division of the core into sections.

Figure 34. Results of paleomagnetic studies for core PS87/023-1, Lomonosov Ridge.

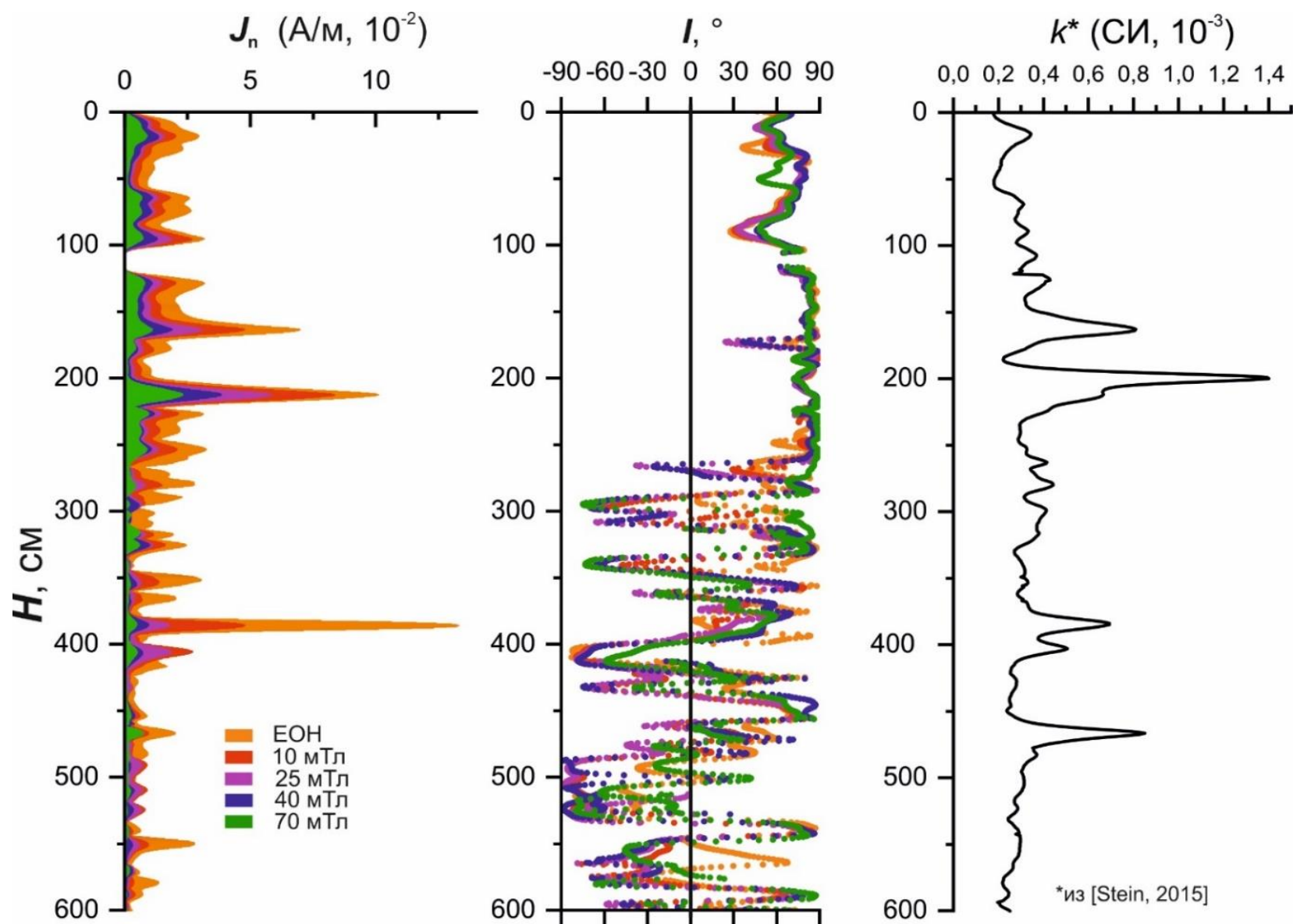


Figure 35. Magnetization intensity (J_n) and inclination (I) and magnetic susceptibility (k) of core PS87/023-1.

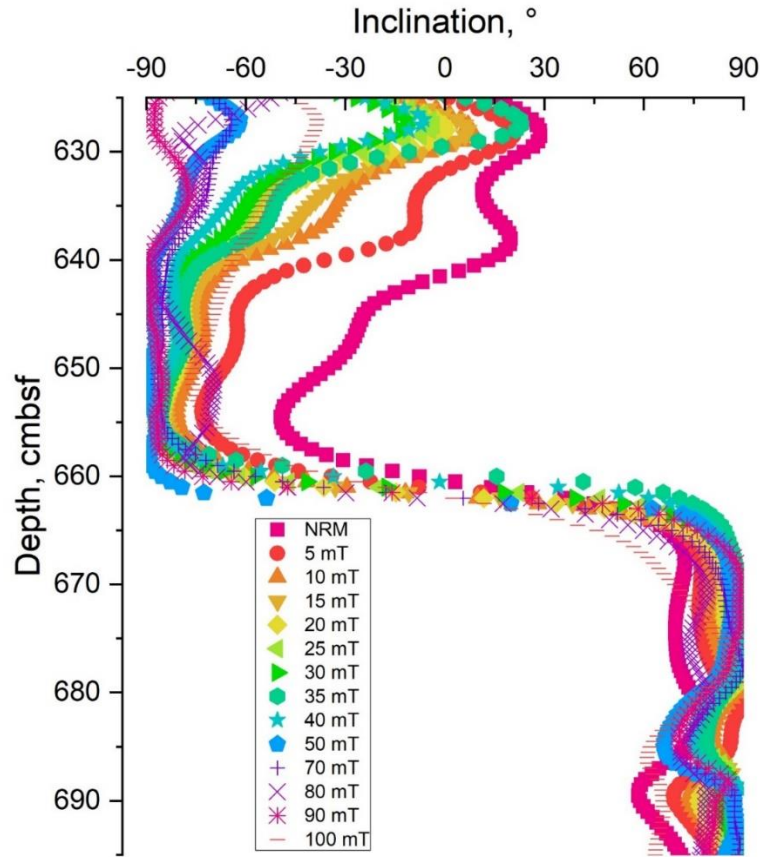
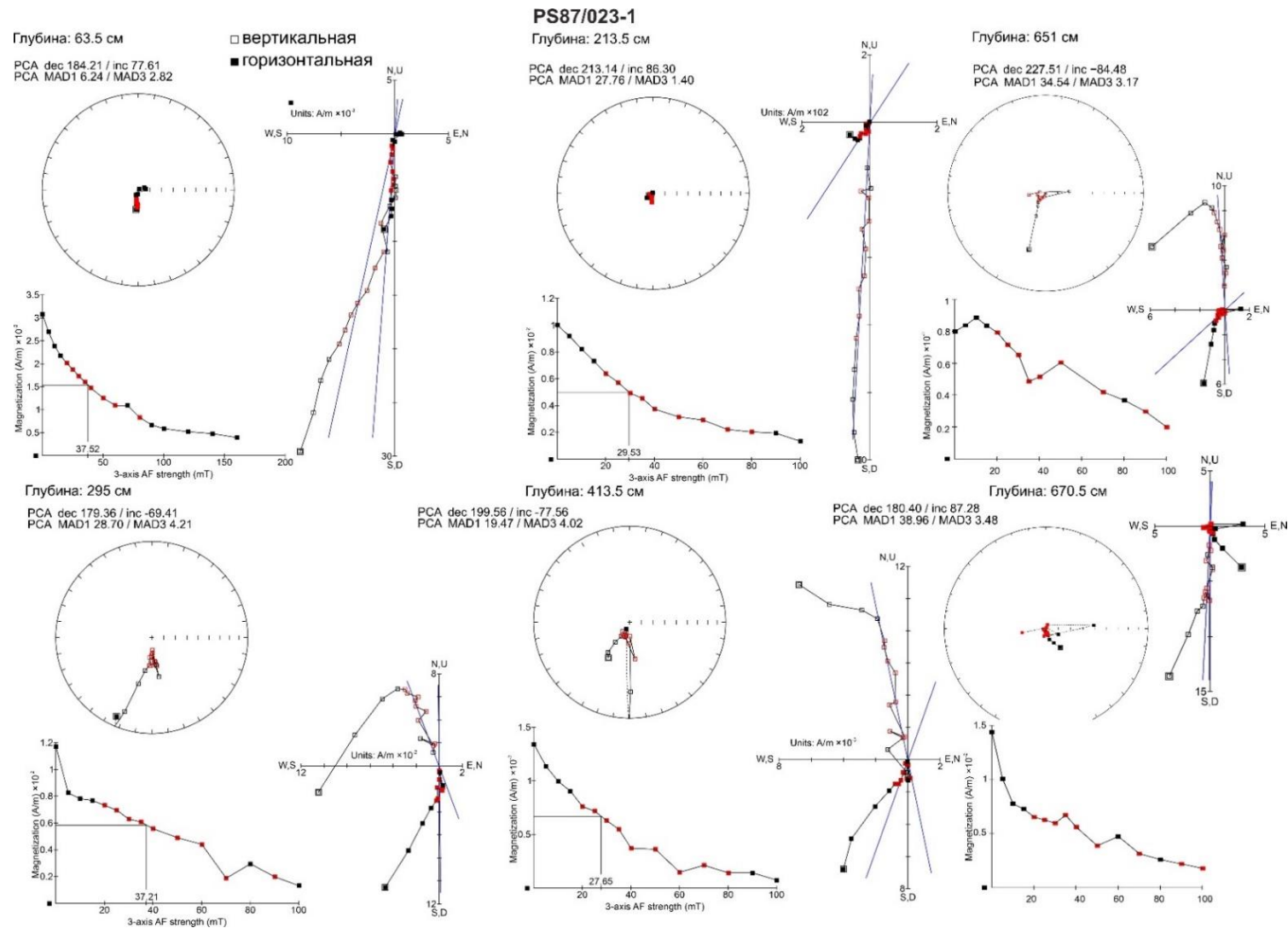


Figure 36. Inclination after each peak field in interval of 620 to 698 cmbsf, core PS72/396-5.

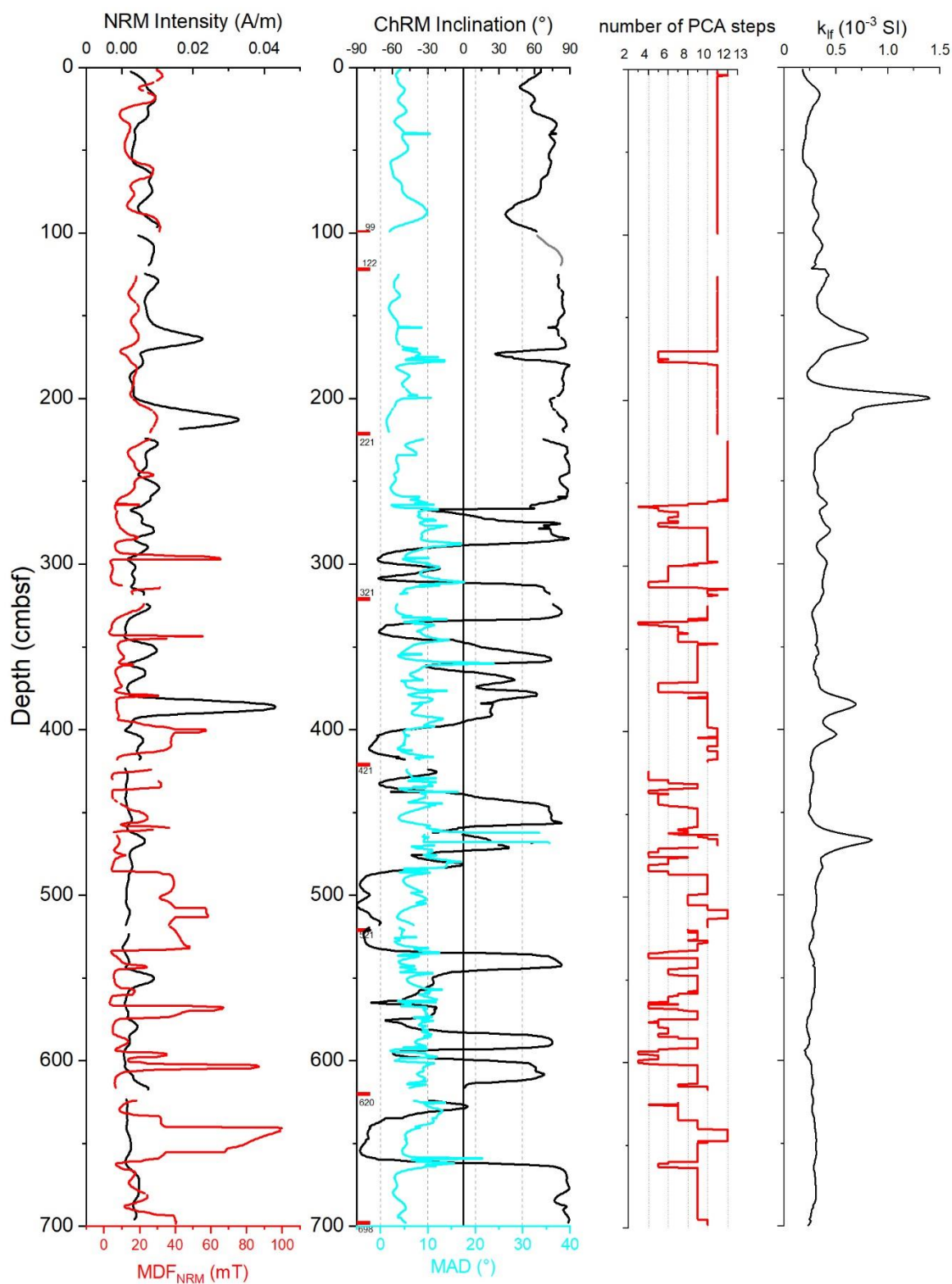
Figure 37 presents examples of orthogonal Zijderveld diagrams of stepwise AF demagnetization for several depths of core PS87/023-1.

Figure 38 shows the results of Inc_{ChRM} with MADs and the number of demagnetization steps used to calculate ChRM for core PS87/023-1. The inclination curve almost completely repeats the one demagnetized by AF of 25 mT (Figure 34). Negatively magnetized intervals after 285 cm are mainly characterized by $\text{MAD} < 10^\circ$ and a number of the PCA steps more than 8–10, thus not differing in magnetization stability from the upper, positively magnetized interval of 0–285 cmbsf. Abnormally high MDF values for negative inclinations are associated with an error of calculating MDF in the PuffinPlot. Non-extended intervals of positive inclinations in the interval from 285 to 660 cm were often calculated using fewer PCA steps (for example, the interval from 530 cm to 600 cm), since remanent magnetization directions was rather scattered.



Open (solid) squares represent projection of vector end-points on the vertical (horizontal) plane. The double square in each curve denotes the NRM measurement. The steps chosen for the ChRM calculation are highlighted in red.

Figure 37. Orthogonal projections for six representative measurement positions each from core PS87/023-1.



NRM inclinations indicated with gray are of u-channel from 99 to 122 cm. Demagnetization was not carried out for it.

Figure 38. Paleomagnetic results for core PS87/023-1

3.2. Rock magnetic studies that control the reliability of paleomagnetic data

3.2.1. Rock magnetic studies on u-channels

The results of rock magnetic measurements of u-channel samples together with paleomagnetic data from cores PS72/396-5 and PS72/410-3 are shown in Figure 39—Figure 42. ChRM negative inclination intervals are indicated by gray bars. Layers where pinkish-white carbonate-rich layers were identified are highlighted in pink.

The mean MDF_{NRM} in both cores is $\sim 21\text{--}22$ mT, with the highest proportion of values between 5 and 10–15 mT followed by values between 20 and 35 mT. MDF_{NRM} is significantly lower for core depths larger than ~ 400 cmbsf (core PS72/396-5: 28 versus 14 mT) and ~ 585 cmbsf (core PS72/410-3: 25 versus 10 mT), respectively.

In contrast, MDF_{ARM} varies quasi-cyclic around 25 mT throughout the entire core lengths without any significant trend. Noticeable minima of MDF_{ARM} , for instance, at 28, 77, 200 cmbsf (PS72/396-5) and at 110 cmbsf (PS72/410-3) correspond to sandier layers with clasts (for lithology see [198] and Figure 53). These sandier layers show positive spikes in the discrete k_{LF} measurements (PS72/396-5) and, according to other parameters (e.g. MDF_{NRM} , MDF_{ARM}), yield lower magnetic stability than the rest of the cores. Apart from that, concentration of magnetic remanence carriers in the sediments is more or less constant although SIRM, which represents the entire assemblage of magnetic particles, reveals several peaks that occur at depths, where the prominent pink-white layers, characterized by high numbers of dolomitic ice-rafted debris and higher manganese content, were identified in both cores [198]. SIRM intensity peaks might reflect either increased deposition of magnetic minerals and/or chemical alteration going along with the formation of new magnetic minerals.

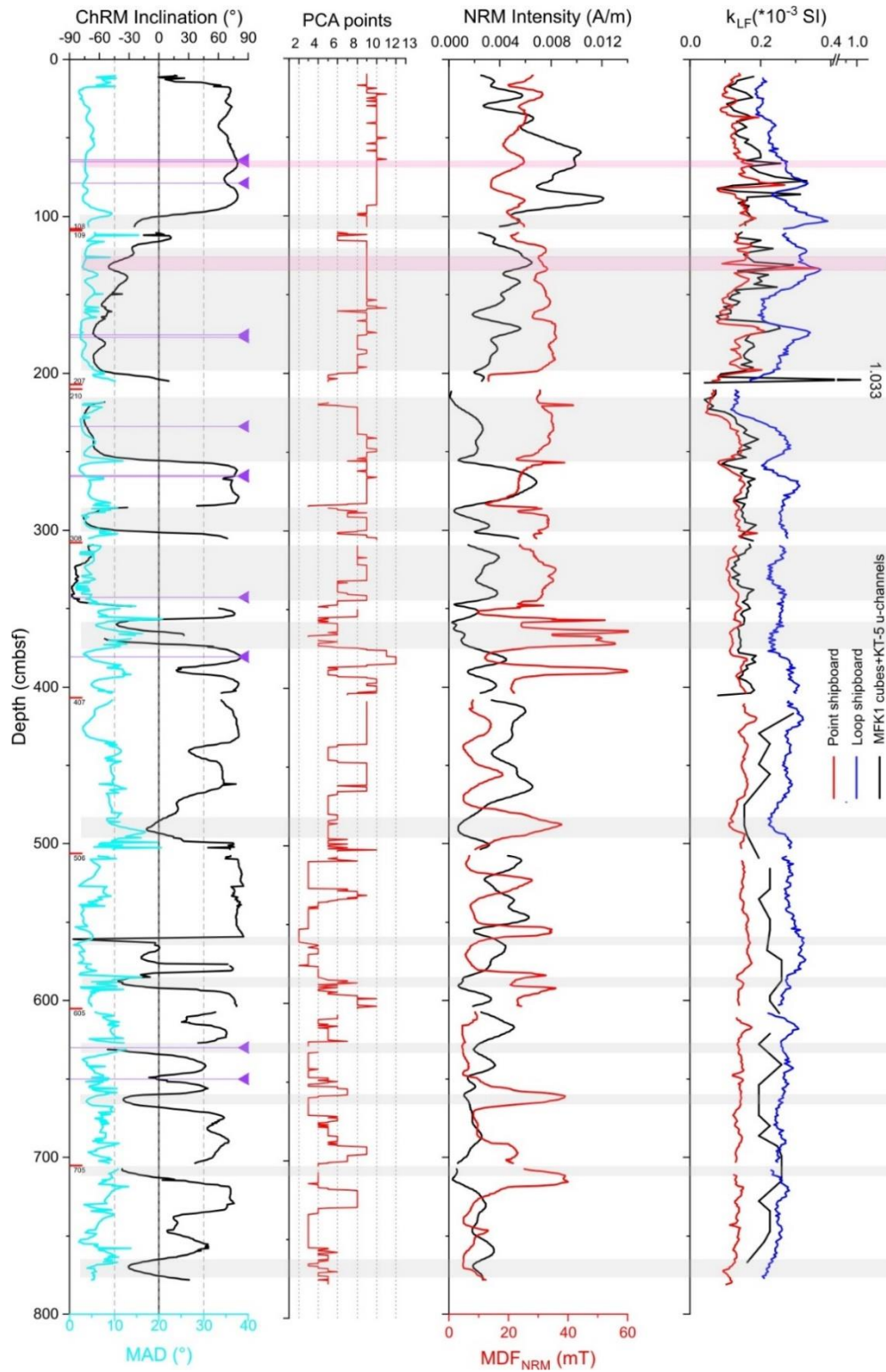


Figure 39. Paleomagnetic results of core PS72/396-5

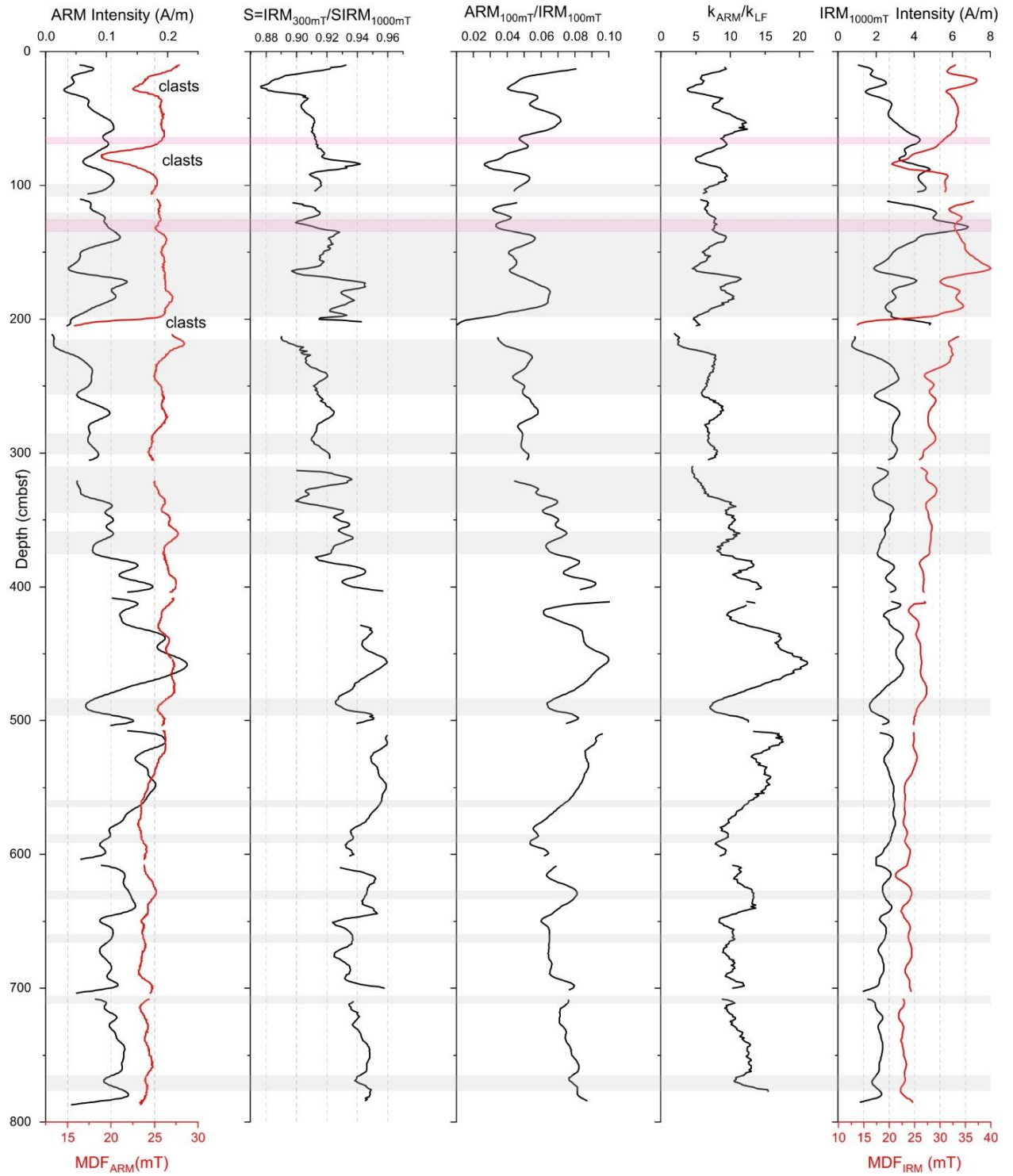


Figure 40. Rock magnetic results of core PS72/396-5

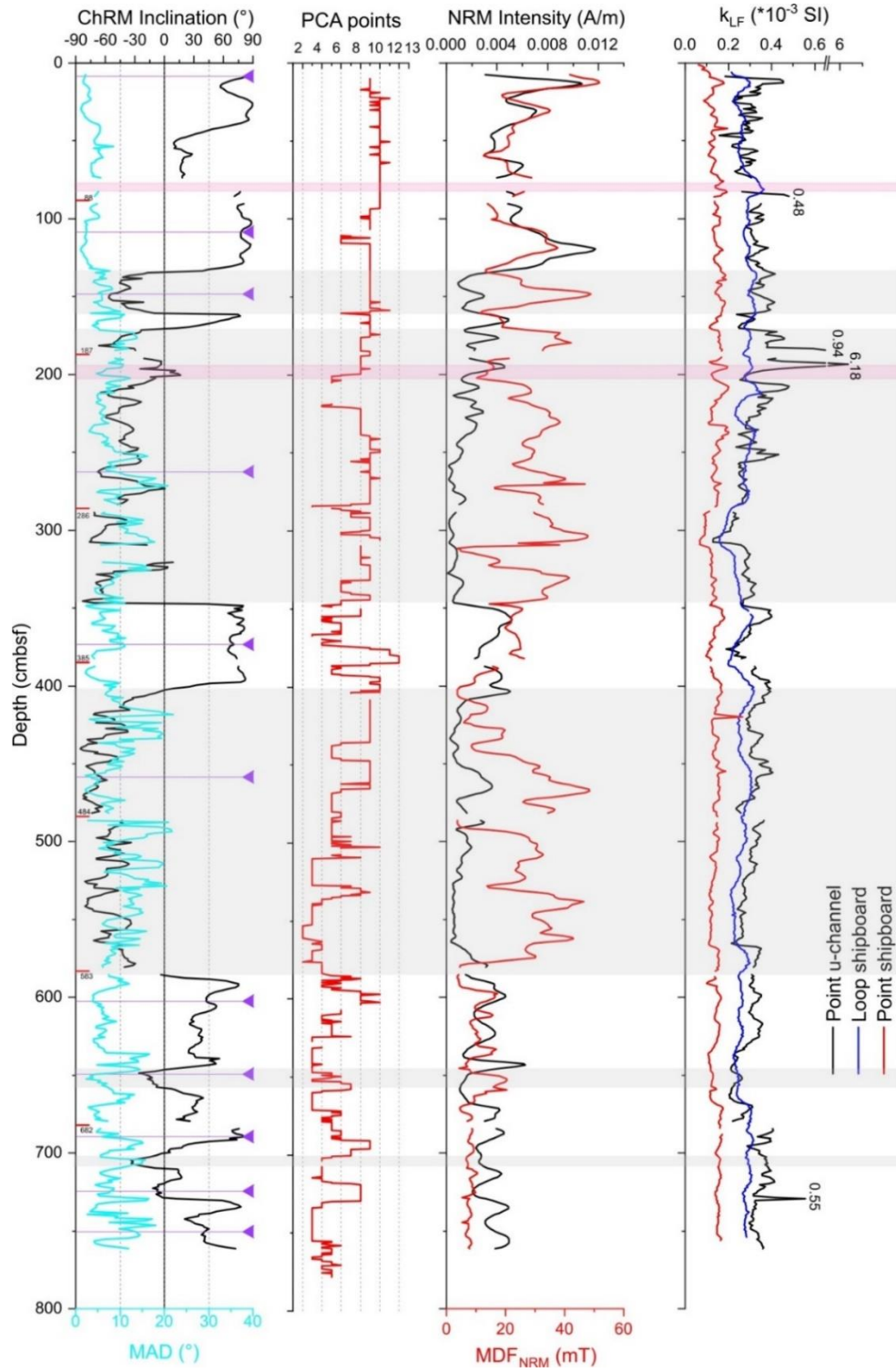


Figure 41. Paleomagnetic results of core PS72/410-3

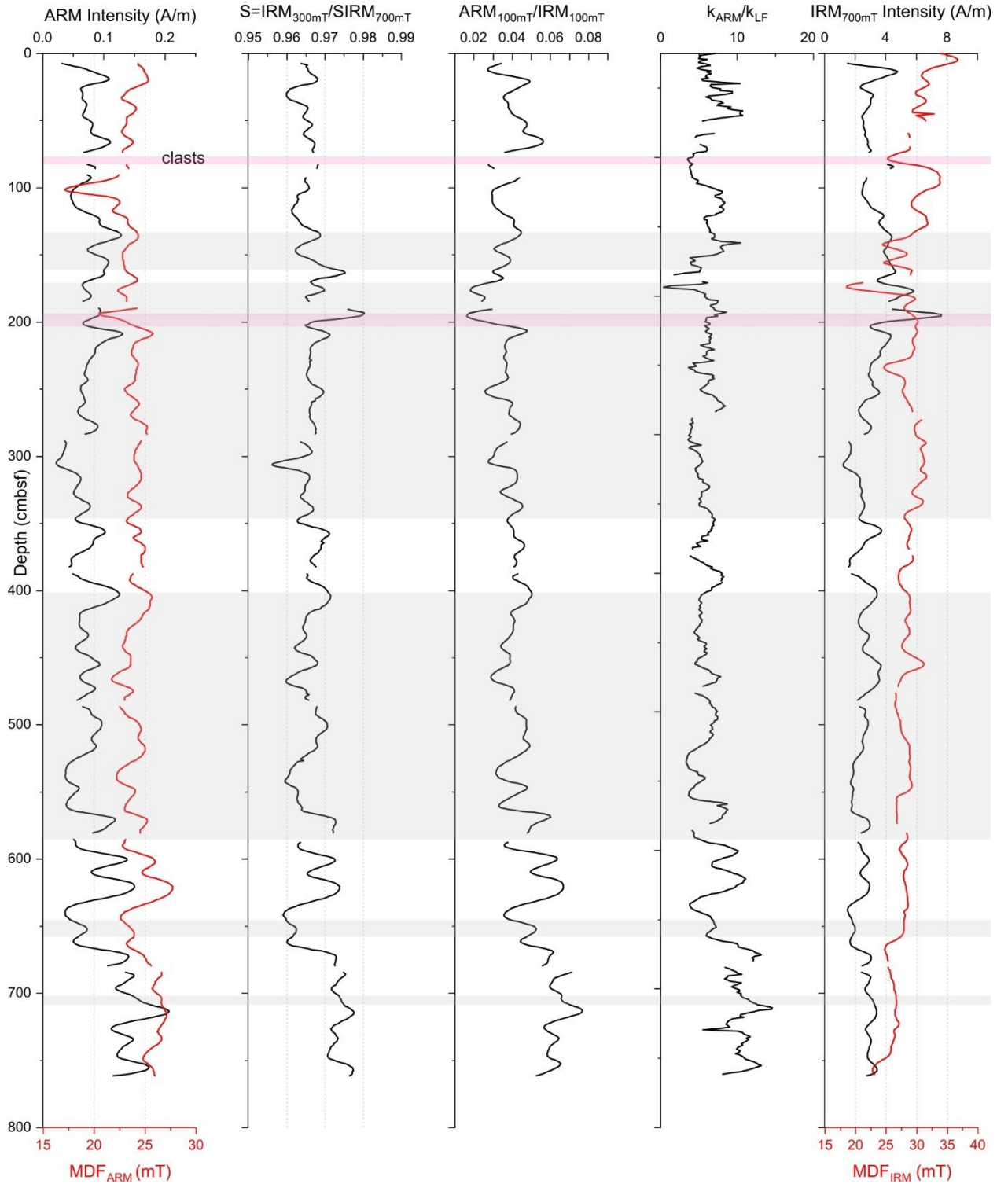


Figure 42. Rock magnetic results of core PS72/410-3

$k_{\text{ARM}}/k_{\text{LF}}$ and ARM/IRM ratios, reflecting variations of magnetic grain size, gradually increase with core depths. That suggests a change from coarser to finer magnetic grains towards the base of the cores, likely mirroring the fining downward of the bulk sediment (see [198]).

Pseudo S-ratio ($\text{IRM}_{300\text{mT}}/\text{IRM}_{1000\text{mT}}$) for core PS72/396-5 is around 0.93, closer to 0.95 in the lower part, which is consistent with the presence of a high-coercive mineral beside (titano)magnetite as the main magnetic carrier. For core PS72/410-3, the mean pseudo S-ratio ($\text{IRM}_{300\text{mT}}/\text{IRM}_{700\text{mT}}$) is 0.97 declining to the base of the core. This higher number is (at least partly) explained by the lower normalizing IRM intensity acquired in a field of 700 mT. Anyway, it suggests again (titano)magnetite being the main magnetic carrier with an additional high-coercive magnetic component present.

3.2.2. Rock magnetic studies on discrete samples

In Figure 39 and Figure 41, the horizons are marked in purple, where samples were taken from cores PS72/396-5 and PS72/410-3 for rock magnetic studies, as well as for core PS72/396-5 — in Figure 28.

Temperature-dependent low-field magnetic susceptibility, k (T)

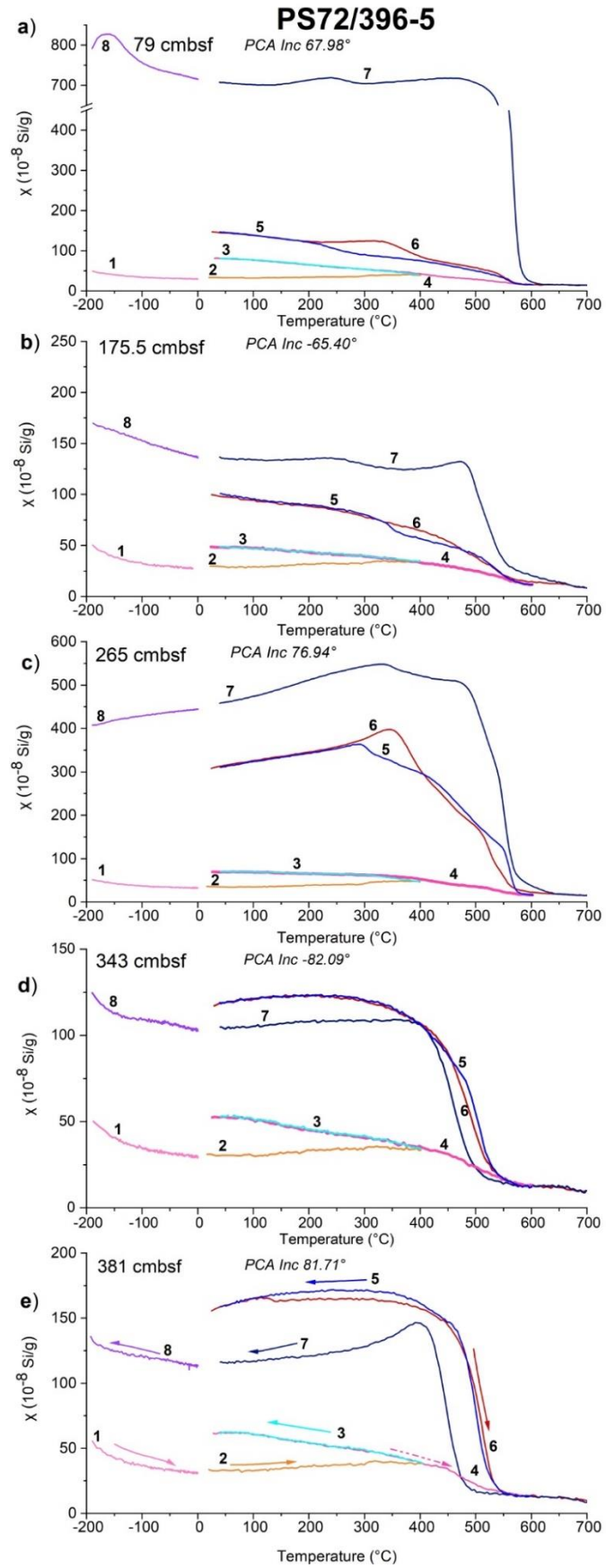
All of the samples present nonreversible thermo-susceptibility curves, suggesting formation/alteration of (new) magnetic minerals during heating (Figure 43).

From -200 °C to 0 °C (step 1), χ decreased continuously without any prominent transition for all samples. During the first high-temperature heating cycle (step 2), χ gradually grows up to 400 °C for all samples and continues rising when the samples were subsequently cooled to RT (step 3). During the next heating cycle to 600 °C (step 4), χ gradually decreases up to 580 °C, the Curie temperature of magnetite [69] suggesting it as one of the main remanence carriers throughout the cores. However, as the decrease is smeared, it can be also an indicator of titanomagnetite with various proportions of titanium [e.g., 85]. The cooling curve from 600 °C to RT (step 5) demonstrates the formation of new magnetic minerals. Moreover, these minerals appear relatively stable, as the subsequent heating from RT to 700 °C (step 6) follows predominantly the same track. The RT-700 °C-RT cycle (steps 6, 7) suggests the presence of the same two magnetic mineral phases discussed before. The change

of gradient at $\sim 550\text{--}580\text{ }^{\circ}\text{C}$ implies the presence of magnetite. The second phase, titanomagnetite, becomes visible at a wider range of temperatures at $\sim 200\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ (e.g., 79 cmbsf in core PS72/396-5, 148.5 cmbsf in core PS72/410-3, respectively), which are Curie temperatures for titanomagnetites of variable Ti content [41] as Curie temperatures decrease with increasing Ti content [142]. However, this phase is less present in the samples from greater depths (e.g., 343 and 381 cmbsf in core PS72/396-5, 485.5 and 602.5 cmbsf in core PS72/410-3, etc.).

Finally, a small decrease around the Néel temperature of hematite at 680°C [69] can be spotted during the last heating to $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ (step 6), for instance for samples 343 cmbsf from core PS72/396-5 and 458.5 cmbsf from core PS72/410-3. This could be caused either by hematite primarily present in the samples as indicated by the pseudo S-ratios <1 or by a preceding alteration of maghemite to hematite at $300\text{--}350\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Dearing, 1999]. Maghemite presence was noticed expressed as a decrease at $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$ in χ heating curves [189] but such a depression is not observed at those temperatures in our data. Moreover, (titano)maghemite can form during measurements in an air environment. So, titanomagnetite (TM60) becomes oxidized when heated [68]. The presence of (titano)maghemite in sediments from the Mendeleev Ridge and its vicinity have been reported earlier [e.g., 223; 217]. It is likely that small amounts of (titano)maghemite are present in the studied core at some depths. In any case, titanomagnetites oxidized to titanomaghemites are typical for most submarine basalts older than several millions of years [121].

During the final heating from $-200\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (step 8), no transitions are observable except for sample 79 cmbsf from core PS72/396-5 which shows faint signs of a Verwey transition [213] at ca. $-150\text{ }^{\circ}\text{C}$, now signifying the presence of magnetite which had probably formed during the preceding heating cycles.



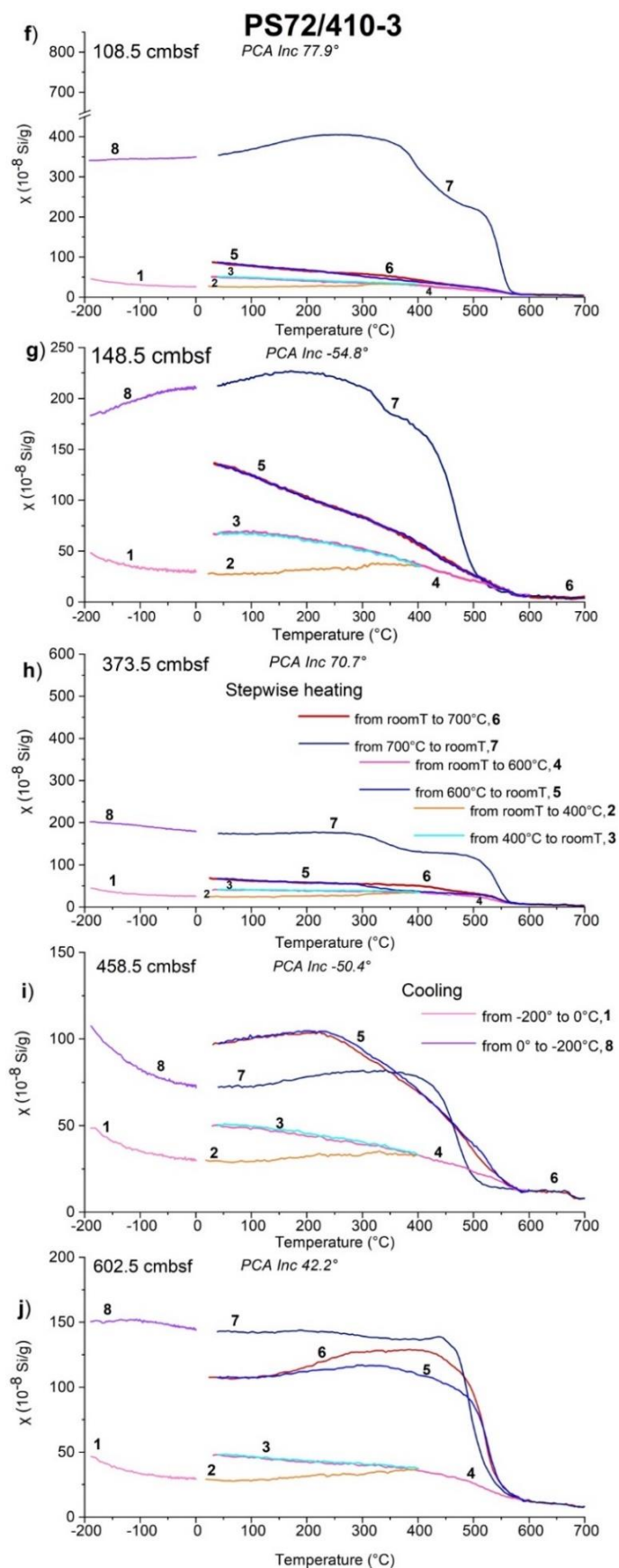


Figure 43. Temperature dependent specific magnetic susceptibility (χ) at different depths of cores PS72/396-5 (a-e) and PS72/410-3 (f-j)

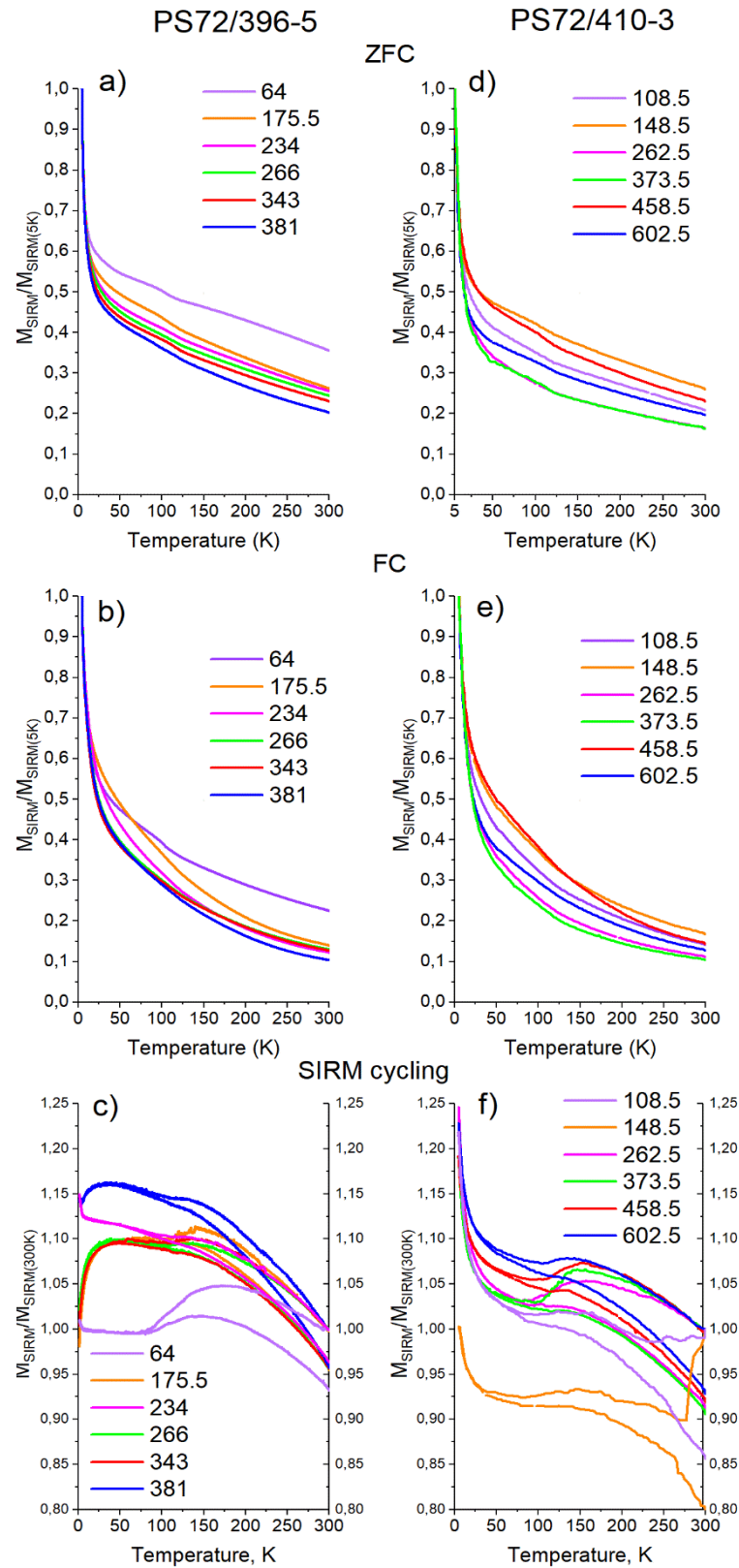
Low-temperature cycling of SIRM

Low-temperature experiments reveal a variable magnetic mineral assemblage composed of several minerals (Figure 44).

Warming curves of a SIRM acquired at low temperatures after ZFC (Figure 44, a and d) mirror basically that of a surface oxidized magnetite of small grain size [161]. Remanence decreased relatively rapidly between 5 and 40-50 K (the small kink at 50 K is caused by a shift in the measurement parameters from 1 to 2 K increments and from 0.5 to 2 K/minute temperature rate, respectively). Between 50 and ~100 K the decrease goes more slowly for some samples (e.g., 148.5 cmbsf, core PS72/410-3), then again faster across a broadened (~100-118 K) Verwey transition and subsequently slowly but continuously until 300 K. Some samples demonstrate almost no sign of the Verwey transition of stoichiometric magnetite.

The respective warming curves of a SIRM acquired at 5 K in a 5 T field after cooling in a 5 T field (FC) (Figure 44, b and e) are less meaningful with only very faint signs of any low-temperature transition. SIRM decreases almost continuously from 5 K to RT for nearly all samples from both cores.

Low-temperature cycling of a SIRM acquired in a 5 T field at RT to 1.8 K (PS72/396-5) or to 5 K (PS72/410-3) and back to RT (Figure 44 c and f) shows basically uniform results for core PS72/410-3, whereas the curves for core PS72/396-5 can be separated in two groups. Samples 64, 234 and 381 cmbsf from core PS72/396-5 show an increase of magnetization towards (very) low temperatures, similar to the PS72/410-2 samples. Other three samples of core PS72/396-5 demonstrate decreasing magnetizations when approaching 1.8 K. For the vast majority of the samples from both cores, remanence firstly increases with decreasing temperature, reaching a maximum around ~140–190 K, and then decrease at variable rates as approaching the temperature range of the Verwey transition.



Numbers indicate respective sample depth in cmbsf. SIRM is normalized either to SIRM at 5 K or 300 K. Note different vertical scales for (Z)FC and SIRM.

Figure 44. Low-temperature cycling of SIRM for cores PS72/396-5 and PS72/410-3

There is no clear indication for the Verwey transition but a wider temperature interval where remanences reach a minimum before they usually start increasing again. Recovery of remanence at 5 K can reach values being ~25% higher than at RT.

The warming curves retrace the cooling curves from 1.8–5 K to 25–60 K and then diverge and decrease during heating to RT at variable small gradients (Figure 44 c and f). The hump in the warming curves is usually less pronounced as for the cooling curves. The final percentage of recovery of the RT-SIRM at 300 K is around 80–90%. Our samples likely consist mainly of a variable mixture of partially (surface) oxidized (titano)magnetites. They are assumed to be not fully oxidized as maghemite has no low-temperature phase transition at all and its RT-SIRM cycling curves are fully reversible [161]. The hump in the RT-SIRM cycling curves are most indicative of partially oxidized (titano)magnetite because neither maghemite nor magnetite demonstrate such a hump [161]. As already deduced from the k-T experiments, also stoichiometric magnetite is likely present in amounts in our samples as suggested by the low percentage of recovery at RT after the cycling. Özdemir and Dunlop [161] mentioned values of higher 90% for partially oxidized magnetite with higher values for smaller particles, while magnetite reaches values of ~50–87%. The interval of 25–60 K in which the cooling and warming curves starts to diverge may hint at the presence of titanomagnetites with low Ti content showing isotropic points in a temperature range of 43–54 K. Nevertheless, samples from core PS72/396-5 show a suppressed Verwey transition in their ZFC measurements that is supported by RT-SIRM measurements, which are typical for titanomagnetite with low Ti-content and PSD domain state. Though deeper samples such as 381 cmbsf may be richer in Ti with a more reversible type of RT-SIRM cycling [Almeida et al., 2014].

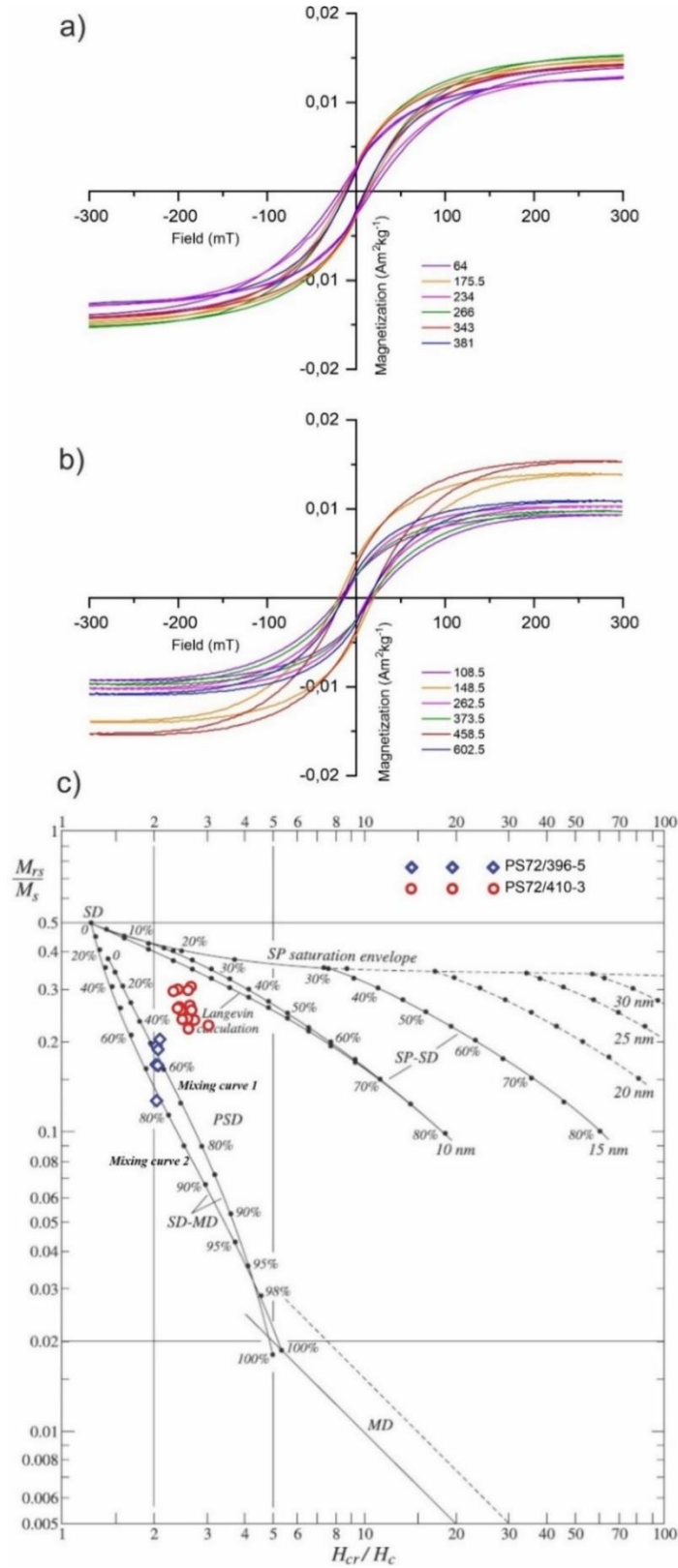
To conclude, the results from temperature-dependent measurements point to magnetite and/or titanomagnetite as the dominant remanence carrier in both normal and reverse samples throughout the core. Although they could become more

oxidized or even maghemized downcore, the magnetic record seems not to be affected significantly, at least, within the studied regional constraints.

Magnetic hysteresis measurements

Hysteresis loops, measured for samples from the same depths and for a number of other samples of core PS72/396-5, but in the same interval up to 4 meters, reflect a similar pattern, where 63.5 cmbsf is represented by a more significant ferrimagnetic composition and including somewhat more high coercive force than other samples from greater depths (Figure 45 a). Hysteresis analyses reveal a predominance of low coercivity values with coercive forces H_c typically between 10 and 15 mT, with 18 mT maximum.

Hysteresis loops for samples from core PS72/410-3, performed in peak fields of 0.3 T, are shown in Figure 45 b. H_c varies between 13 and 21 mT with mean of 16 mT. Hysteresis parameters, ratios of saturation remanence to saturation magnetization (M_{rs}/M_s) and remanent coercive force to coercive force (H_{cr}/H_c) are plotted in a theoretical Day Plot for magnetite after Dunlop [68] (Fig. 7 c). Samples from 64, 175.5 and 234 cmbsf of core PS72/396-5 plot on the mixing curves for SD (single domain)-MD (multi-domain) particles in the PSD (pseudo single domain) range. Data for core PS72/410 is shifted to the right-hand side suggesting either the presence of smaller SP (superparamagnetic) particles or of titanomagnetites.



(a, b) Numbers reflect sample depth in cmbsf. (c) Blue diamonds (red circles) represent samples from core PS72/396-5 (PS72/410-3).

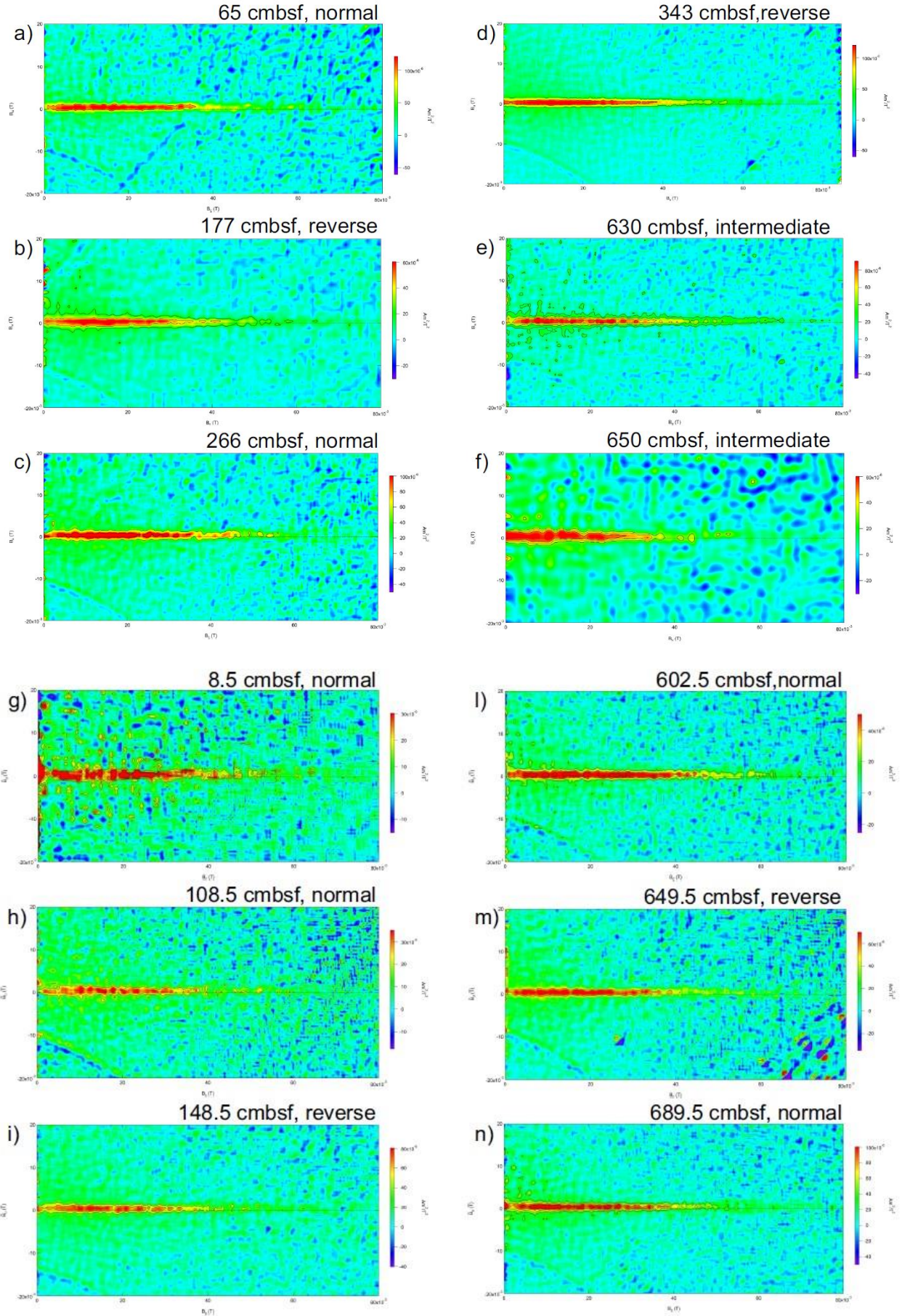
Figure 45. Magnetic hysteresis loops for samples from cores PS72/396-5 (a) and PS72/410-3 (b). (c) Ratio M_{rs}/M_s plotted versus ratio H_{cr}/H_c in the theoretical Day plot for magnetite [68]

FORC diagrams

The positive peaks in the center part represent the central ridge due to non-interacting SD grains (Figure 46). Note that each plot has a different scale bar, measurements are not normalized to sample mass. Corresponding to some inherent noise, a smoothing factor of SF=7 was applied to all sample data.

Despite the noise in some of the data sets, all samples show a well pronounced narrow ridge along the B_c axis with a little vertical spread which suggest the presence of fine-grained magnetic particles with weak magnetostatic interaction.

Most of the signal concentrates in the field range between 0 and 40 mT with faint signs of higher coercivities in some samples, e.g., 689.5 and 750.5 cmbsf from core PS72/410-3. Some samples of core PS72/410-3 exhibit also positive contributions that diverge towards the vertical B_c axis, although at significantly lower intensities. The diverging signature reflects probably the contribution of more coarse-grained pseudo-single (PSD) or even multi-domain (MD) particles [Roberts et al., 2000]. In summary, one can state for both cores that there is no significant difference between samples of normal and reverse polarity. The results for some samples, e.g. 65, 343, 630 cmbsf from core PS72/396-5 and 262.5, 602.5, and 649.5 cmbsf from core PS72/410-3, seem to show a slight upward bias. Whether this could be attributed to interactions between an intermediate-coercivity component and nearby lower-coercivity and higher-coercivity particles [179] needs further investigation. All FORC diagrams are characteristic of mainly fine-grained stable single-domain particles. There is no clear evidence for the presence of unstable very fine-grained superparamagnetic (SP) particles that might indicate newly formed authigenic phases.



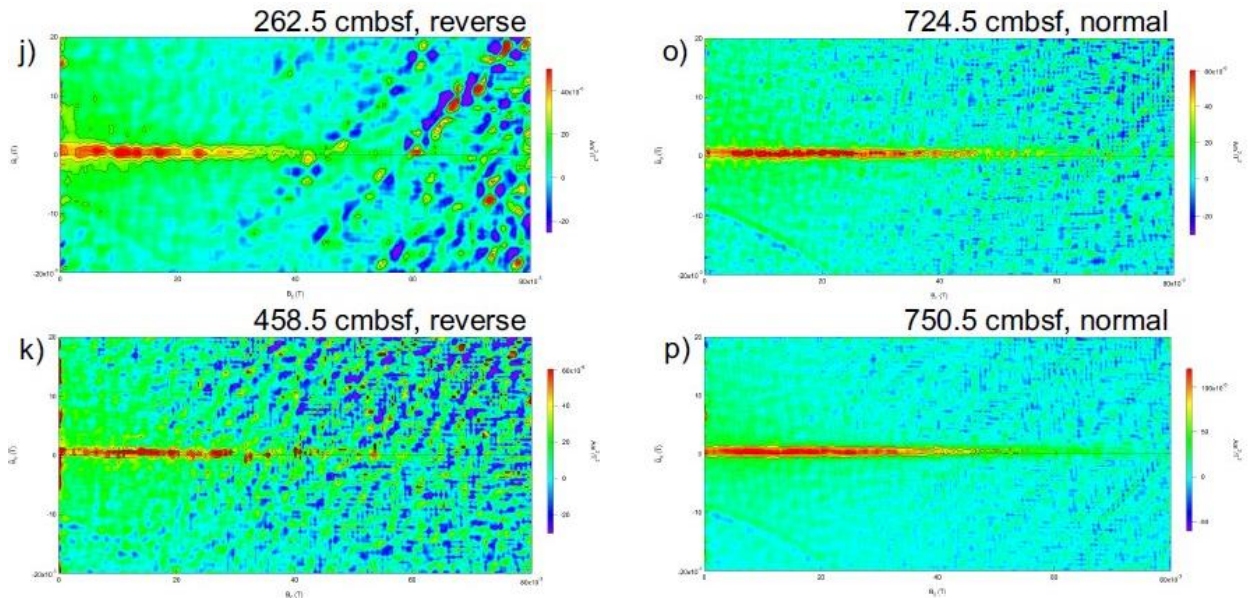


Figure 46. FORC diagrams for samples from cores PS72/396-5 (a-f) and PS72/410-3 (g-p) with their respective magnetic polarity indicated

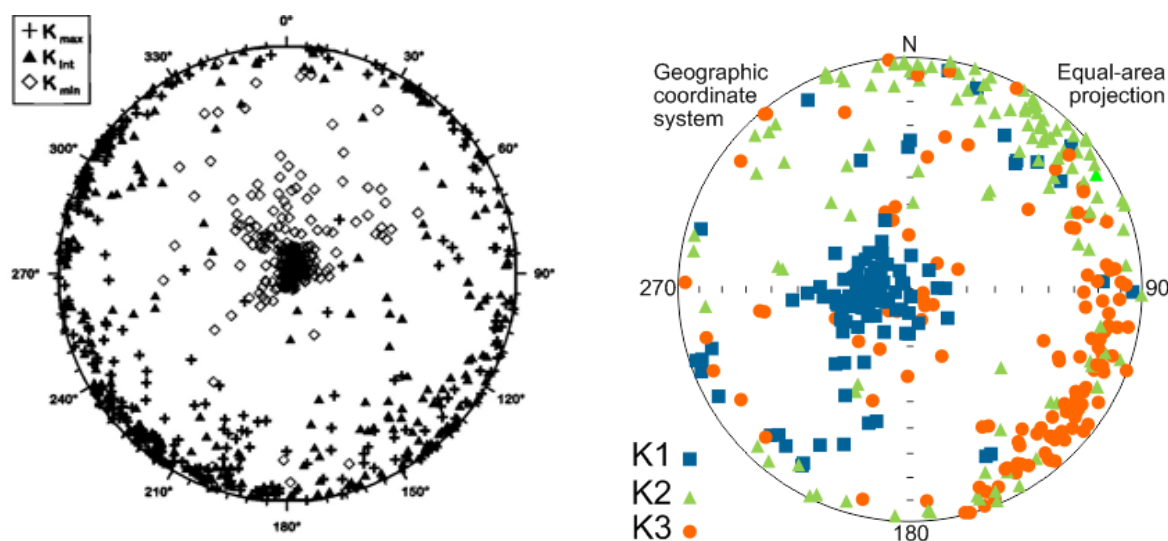
Anisotropy of magnetic susceptibility, cores KD12-03-10c, PS72/396-5 and PS87/074-3

In [149], core PS2180-2 sampled in the Makarov Basin presents data on the anisotropy of magnetic susceptibility, where the distribution of the ellipsoid axes corresponds to sedimentation in calm water (0, left).

In paleomagnetic studies of core KD12-03-10c [76] (Fig.42, right), based on the results of AMS measurements somewhat different from the typical distribution, the possibility of a possible influence on the primary magnetization of pressure drops during sampling with a hydrostatic tube is mentioned [225]. The report [225] presents the results of AMS measurements of cores KD12-00-08c and KD12-01-15c, also sampled on the same cruise using a hydrostatic tube, which shows a similar anomalous direction of the principal axes of the AMS ellipsoid, namely, the maximum axis .

In addition, paleohydrothermal activity, presumably taking place in this area [17] and identified in the upper part of the section of core KD12-03-10c based on

the specific composition of n-alkanes [73], could lead to some reorientation of particles in this core.



K3(Kmin) is the minimum axis, K2(Kint) is the intermediate axis, and K1(Kmax) is the maximum axis.

Figure 47. Anisotropy of the magnetic susceptibility: on the left, the Makarov Basin [149]; on the right, KD12-03-10c [76]

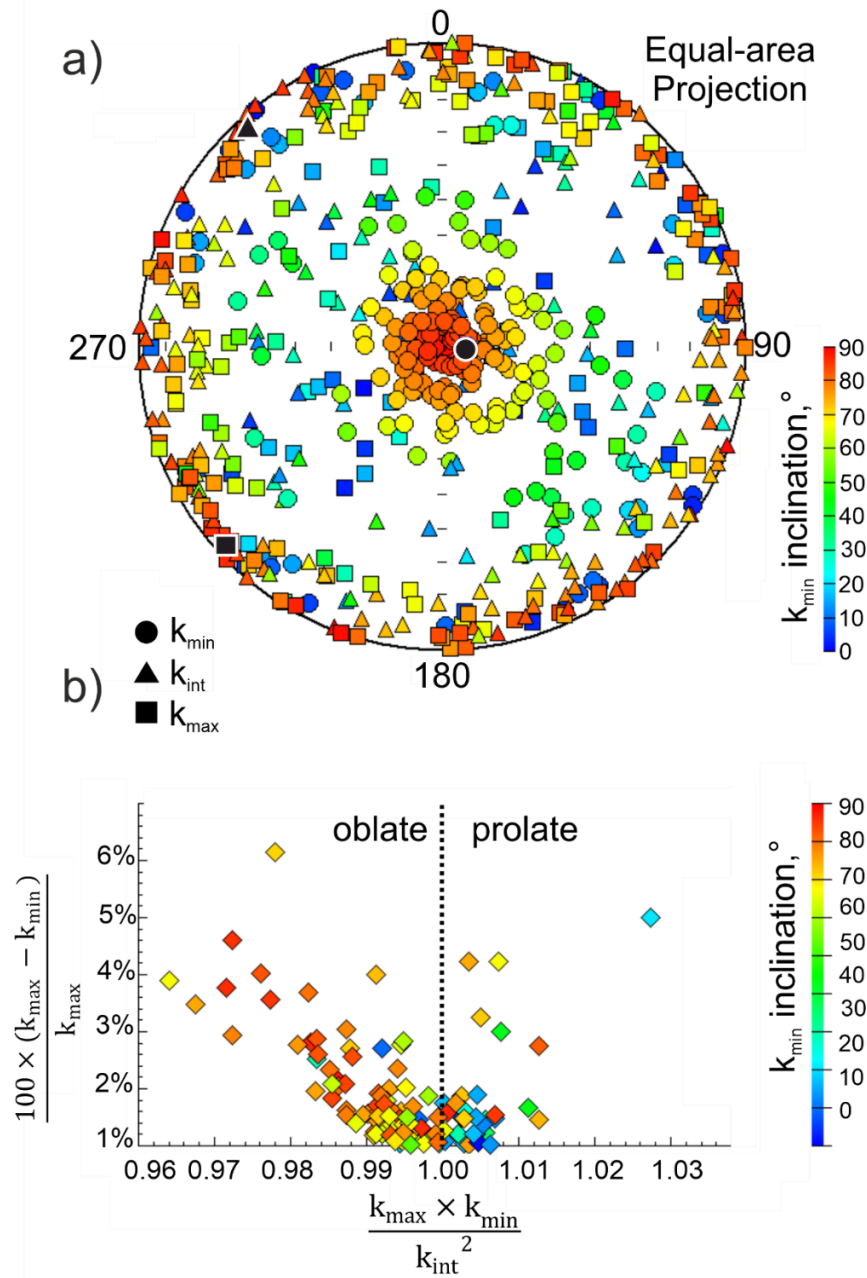
Given the AMS distribution obtained from core KD12-03-10c, it was important to examine AMS and other cores to ascertain whether such a pattern is representative of the region's sedimentation pattern.

For the majority of the specimens of core PS72/396-5, the distribution of the principal axes (Figure 48) corresponds to normal deposition where the minimum axis is in the center of the stereographic projection, reflecting a near vertical orientation (high inclination) and the maximum axis is almost horizontally oriented (low inclination) without any preferred azimuthal direction. The intermediate axes are oriented perpendicular to k_{\min} and k_{\max} and demonstrate no defined pattern. The mean tensor values (black solid symbols in Figure 48) are in line with the latter as well. This pattern is typical for sedimentation under calm conditions with the Earth's magnetic field as the dominating control on particle deposition without the influence

of any pronounced ocean currents and / or other factors causing disturbances in the sediment texture [147; 27].

Looking into more detail, the principal axes k_{int} and k_{max} are of almost the same length: mean k_{int} is 1.002, mean k_{max} is 1.003, and mean k_{min} 0.995, i.e., the ellipsoids are almost spherical for the majority of the samples which means that anisotropy is usually very low. The ratio $100 \cdot (k_{max} - k_{min}) / k_{max}$, reflecting the degree of anisotropy, does not exceed 5-6% and has even lower values on average (Fig. 10, b). The ratio $(k_{max} \cdot k_{min}) / k_{int}^2$ indicates the shape of the ellipsoid being oblate for 74% of the studied depths, with the highest values for the samples with higher anisotropy. At the same time, most of the prolate samples have low anisotropy together with shallow k_{min} inclinations and a random distribution of all three ellipsoid axes in the equal-area projection. In addition, for samples with an ellipsoid shape parameter close to one, the orientations of the principle axes are less determined than for samples with higher anisotropy [149]. Thus, to conclude, the AMS results for this part of core PS72/396 that had recorded the most pronounced changes of magnetic polarity do not show any specific biases with respect to the sign of the ChRM inclination.

The distribution of the principal axes for the samples from core PS87/074-3 (Figure 49) also corresponds to that characteristic of sediments deposited in calm water. Although the degree of anisotropy is higher than in PS72/396-5. Principal axes k_{int} and k_{max} have almost the same length: mean k_{int} is 0.973, mean k_{max} is 0.966 and mean k_{min} is 0.952, At the same time, there is a weak, but visible regularity in the position of k_{max} and k_{int} . In Nowaczyk et al. [147], core PS1535-6 from the Fram Strait showed a similar distribution. Since the other parameters did not reveal any significant anisotropy, Nowaczyk et al. [147] concluded that this is a mathematical error in the data representation by the AGICO software when measuring with an AGICO Kappabridge MFK1.

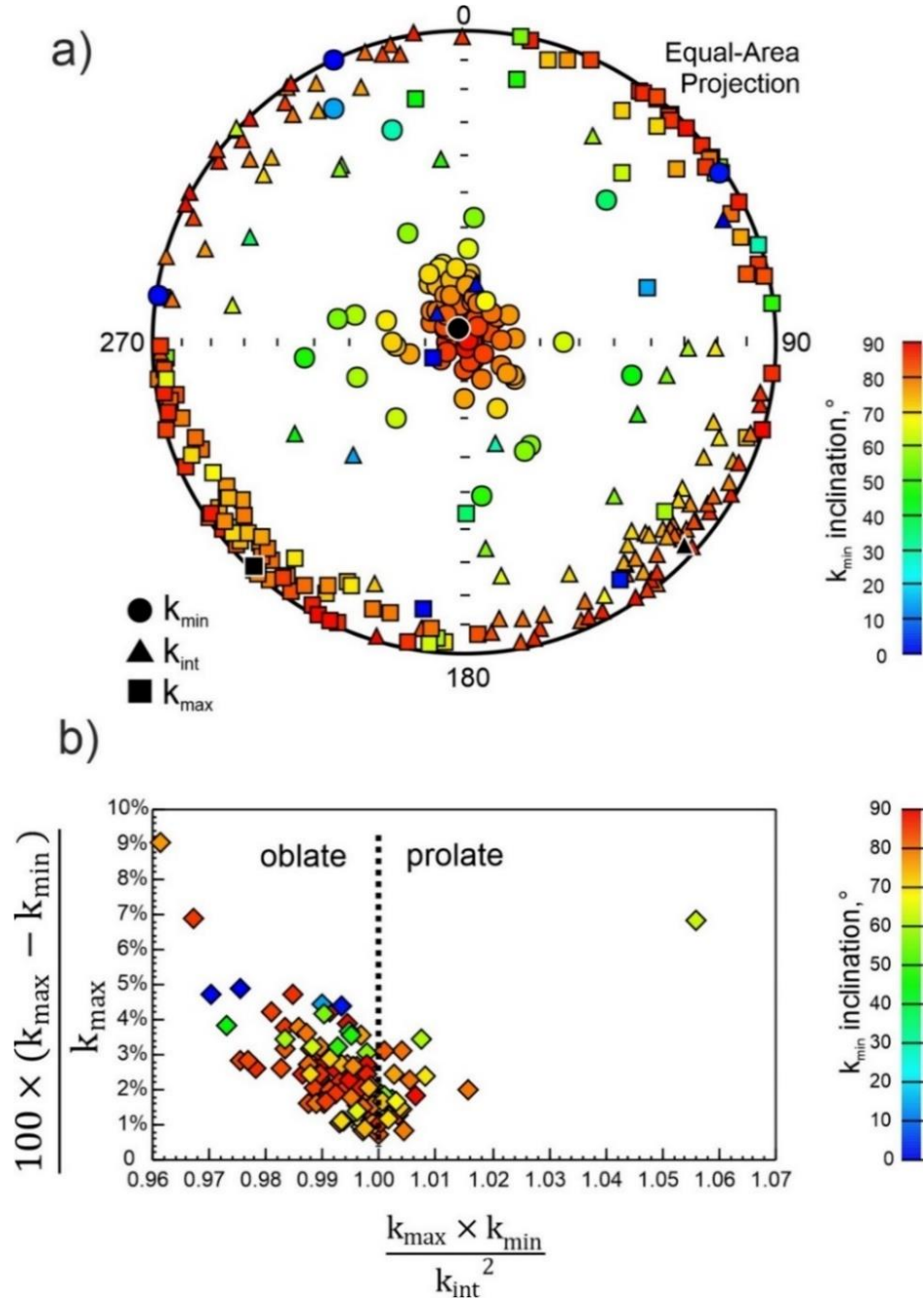


(a) stereographic projection of the principal axes of the anisotropy ellipsoid k_{\max} , k_{int} and k_{\min} representing the directions of maximum, intermediate and minimum susceptibility, respectively. Colors reflect inclination values of k_{\min} , black solid symbols denote mean tensor values; (b) shape of anisotropy ellipsoid versus degree of anisotropy, color coding of k_{\min} inclination as before.

Figure 48. Anisotropy of magnetic susceptibility for 196 samples (down-core to 407 cmbsf) from core PS72/396-5

In conclusion, the AMS results from core PS87/074-3, including the interval that covers depths from 257 to 366 cm, which bears the main transition from positive

to negative inclinations at about 284 cmbsf, also does not show any noticeable distortions of the sedimentary structure.



(a) stereographic projection of the principal axes of the anisotropy ellipsoid k_{\max} , k_{int} and k_{\min} representing the directions of maximum, intermediate and minimum susceptibility, respectively. Colors reflect inclination values of k_{\min} , black solid symbols denote mean tensor values; (b) shape of anisotropy ellipsoid versus degree of anisotropy, color coding of k_{\min} inclination as before

Figure 49. Anisotropy of magnetic susceptibility for 108 samples from core PS87/074-3

Thus, the fixation of the primary paleomagnetic record by marine sediments of the Central Arctic Rises and its belonging to the inversions of the Earth's magnetic field are substantiated.

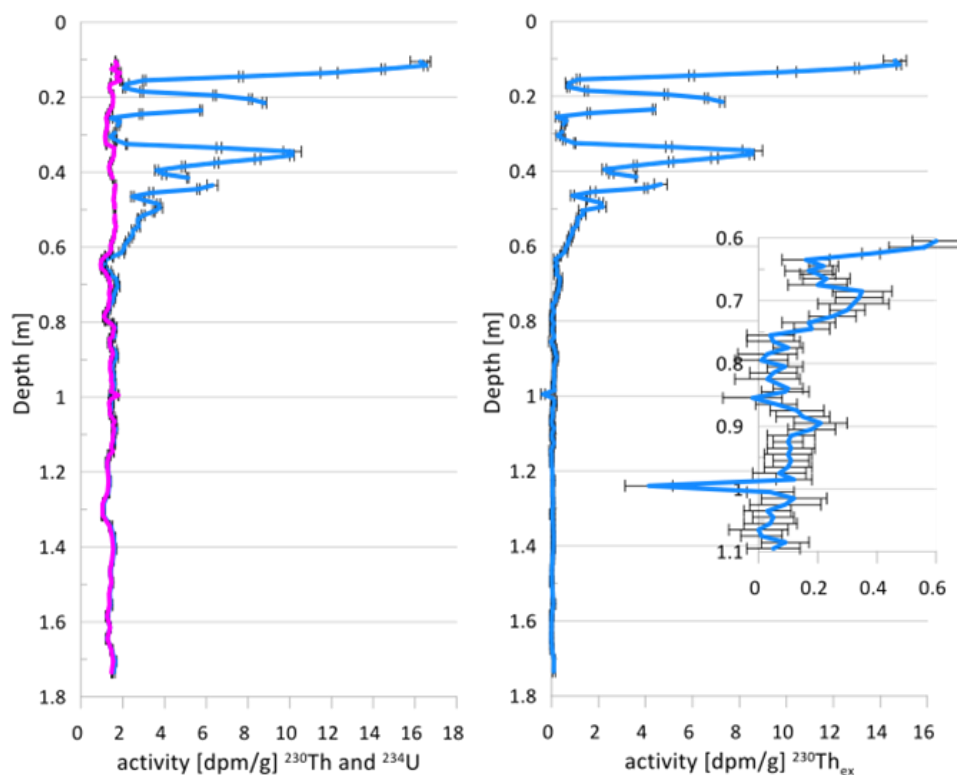
4. MAGNETOSTRATIGRAPHY AND REGIONAL FEATURES OF SEDIMENTATION RATES

4.1. $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ dating

The last clear excess of ^{230}Th is seen at a depth of 73 cmbsf, but a further small peak may be seen at 88-90 cm depth (Figure 50). Below this depth, no significant $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ is found, despite numerous measurements. A very small offset of ^{230}Th and ^{234}U (on average 0.04 dpm/g) below 90 cm can be attributed to the fact that ^{234}U is slightly mobile and variable due to decay/ingrowth [124]. While this offset appears here as a very small calculated $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, it is no clear indication of unsupported $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ from the water column. Decay of ^{230}Th is not seen at depth greater than 0.9-1 m, indicating that any remaining trace disequilibrium is not due to $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ from the water column.

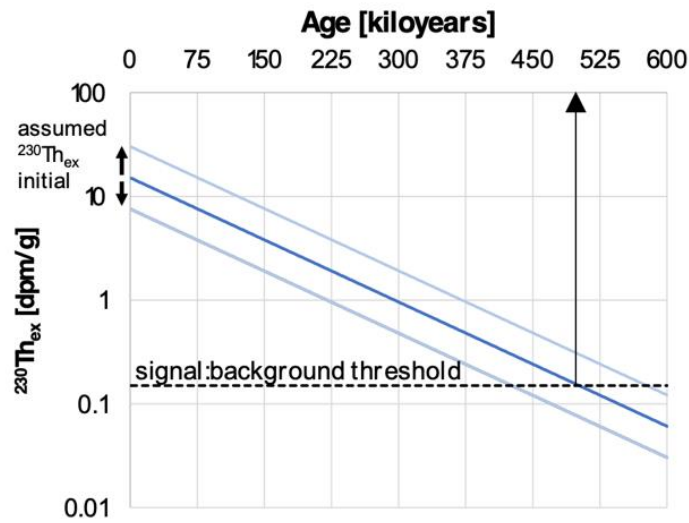
Several factors should be noted if one compares the obtained extinction age calculated below to the ones published in Hillaire-Marcel et al. [100]. An extinction age can be considered to be reached when any signal present can no longer be separated from noise (Figure 51). The actual extinction age therefore depends (1) on the initial activity of the sediment when it was deposited, which is not known and (2) on the precision and accuracy of $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$. A factor of two difference in original surface activity translates to an offset of 75380 years (one half-life) in extinction age for $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$. As a first approximation, we take the present surface activity of 15 dpm/g as a proxy for the original surface activity prior to decay, because the surface is least affected by decay and therefore most likely to represent comparable conditions. However, in order to consider the extinction age a robust minimum age, one must consider a maximum initial $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, which it is assumed to be 30 dpm/g, twice the highest value observed. The accuracy and precision of the $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ determination (2), determining the background (Figure 51) depends on the precision of ^{230}Th and ^{234}U values as well as on the meeting of underlying assumptions (e. g., a closed system for both isotopes). Again, a factor of two in precision translates into one half-life

offset in the extinction age. Here, we interpret the permanent crossing of 0.15 dpm/g $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ as a cut-off for signal detection here, given typical one-sigma uncertainties of 0.05-0.10 dpm/g, for what we consider a reasonable number of replicates (see inset in Figure 50), plus a small systematic offset. Given the half-life of ^{230}Th of 75380 years, this value (0.15 dpm is 1% of the initial 15 dpm) brings us in total to 6.6 half-lives or approx. 500,000-year extinction age at a depth of 90 cm (Figure 50). However, if we allow for a factor two in the initial $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ activity, the extinction age may also be younger or older by one half life. Summarizing, a $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ extinction age >500000 years ± 75000 years is reached at about 90 cmbsf.



On the left, ^{230}Th and ^{234}U activities of core PS72/396 plotted on the same scale, the right panel shows the resulting $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ activity (calculated as $^{230}\text{Th} - ^{234}\text{U}$). On the right, $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ activity was calculated as $^{230}\text{Th} - ^{234}\text{U}$. The inset on the right is zooming into the areas of $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ extinction depth (0.6—1.1 m depth).

Figure 50. Left panel shows ^{230}Th and ^{234}U activities of core PS72/396-5, right panel — the resulting $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ activity. The inset on the right is zooming into the areas of $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ extinction depth



It is assumed 15 dpm/g is initial $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ (dark blue line) and 0.15 dpm/g signal — background threshold (dashed black line), resulting in an extinction age of about 0.5 Ma. Light blue lines show the effect of a factor of two difference in initial $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ on the calculated extinction age.

Figure 51. Radioactive decay of an initial $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ signal with age on a logarithmic scale, illustrating how initial $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ activity and analytical precision and accuracy affect the calculated extinction age

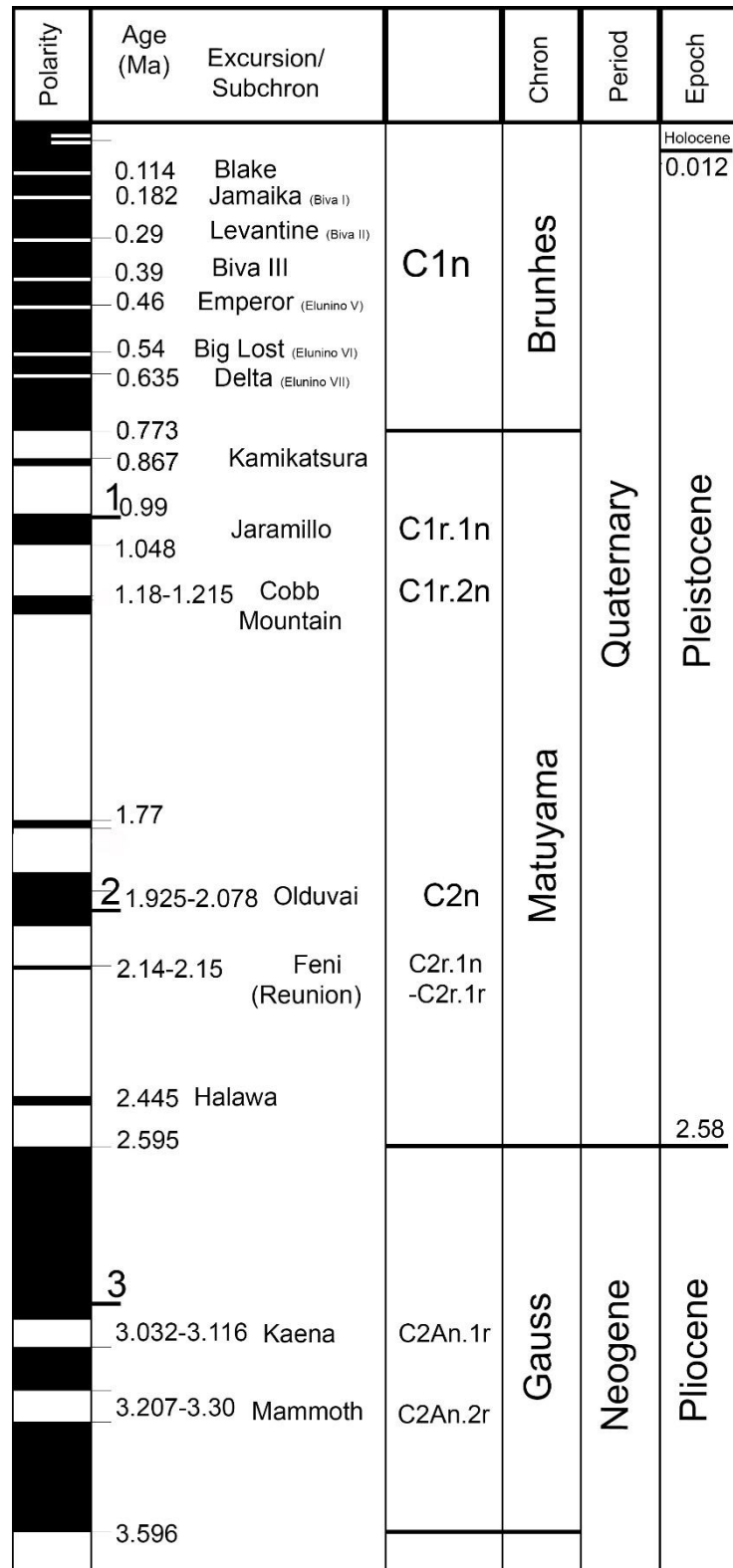
Other radiometric data obtained from various cores in the Mendeleev Ridge area, among other things, confirm slower sedimentation. Chronostratigraphy of ^{10}Be on core HLY0503-9JPC (Figure 4) showed a mean sedimentation rate of about 2.7 mm/kyr over the past 5.6 million years. However, Sellén et al. [186], who published the data, believe that this correspondence to the "old" model "is caused by environmental factors, such as a significant reduction in the inflow of the Atlantic waters in the past, a decrease in the input of ^{10}Be and/or an increase in the input of ^9Be from the shelf." This interpretation has been proposed to explain why the results deviate from the "young" age pattern of core 96/12-1pc. The oldest brown layer in relatively short core AF-0731 has an age of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 670 ± 50 kyr, indicating a sedimentation rate of 5 to 5.7 mm/kyr for the Brunhes chron [2]. U-Th ages confirm the sedimentation rate in mm/kyr in areas north of cores PS72/396-5 and PS72/410-3 (AF-0731, AF 00-07, AF-00-02, HLY0503-11, HLY0503-12 [91; 146; 84]).

Hillaire-Marcel et al. [100] present the results of studies of $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$, including core PS87/030-1 sampled to the north along the Lomonosov Ridge towards Greenland, and cores HLY-057-11MC, HLY-057-12MC (Figure 4, Figure 14). The excess of ^{230}Th and ^{231}Pa , compared to the fractions supported by their original U-isotopes, falls into the sedimentary sequences due to radioactive decay and provides a radiometric reference age of approximately 300 kyr and 140 kyr, respectively. These "extinction ages" indicate average sedimentation rates of ~ 4.3 and ~ 1.7 mm/kyr. years, respectively, on the Lomonosov and Mendeleev ridges. The $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ curves for both morphostructures are very similar; $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ extinction depth in the core from the Lomonosov Ridge is located deeper (~ 125 cmbsf) than in those sampled from the Mendeleev Ridge (~ 38 cm in both HLY-057-11MC and HLY-057-12MC).

4.2. Correlation of paleomagnetic data with Geomagnetic Polarity Time Scale

As according to the rock magnetic analyses, there is apparently no systematic magnetomineralogical difference between the positive and negative magnetized samples in these cores, such intervals can be considered as reliable records of the Earth's magnetic field.

When correlating the polarity magnetozones, the geomagnetic polarity time scale according to Ogg [154] and other sources (see comments to Figure 51). Let us consider such a correlation in more detail using core PS72/396-5 as an example. Such a correlation will be further considered in detail using the example of cores PS72/396-5 and PS72/410-3.



where chrons and subchrons of normal geomagnetic polarity are shown in black, and those of reverse polarity are shown in white. The scale was compiled according to several sources: Brunhes chron, excursions in it, for which the name is also given in the age column, according to [3; 45; 224; 154], Gauss and Matuyama chrons and subchron graph after [154], geochronological scale after [88].

Figure 52. Geomagnetic polarity time scale used for magnetostratigraphy

Figure 53 compiles the component inclinations of cores PS72/396-5 and PS72/410-3 and, based on them, a sequence of magnetozone with mainly negative (R1 through R7) or positive (N1 through N7) inclinations, respectively, complemented by a simplified scheme of the main lithological units of the cores, digital color imaging data and the wiggle pattern of MS and WBD. The standard lithological (SL) units A to M developed by Clark et al. [51] were identified in the studied sediment cores [198], i.e., sand-sized material (enriched in SL units C, F, H, J, L, and parts of M) and the pink-white layers. Moreover, line-scan core images and corrected reflectance data, lightness L^* and red-green color space a^* [198; 134, 135] are added for a better illustration of the general lithology as well as brown beds and pink-white layers in the cores.

Figure 53 demonstrates the magnetostratigraphic correlation between the paleomagnetic data and the geomagnetic polarity time scale (GPTS; [154]). Details of the magnetozone and their relation to chrons and subchrons are given in Table 5. The correlation of the wiggle records of MS and WBD is strongly supporting the magnetostratigraphy, but also suggest some gaps and caveats within the record under discussion.

The results from the ^{230}Th excess measurements clearly indicate that magnetozone N1 corresponds to the normal Brunhes Chron (C1n). Moreover, the average sedimentation rate calculated from AMS ^{14}C ages in the top 20 cm of box core PS72/410-1 [105] is about 4 mm kyr^{-1} which is in the same order of magnitude as that calculated for the Brunhes Chron. Furthermore, the consistent occurrence of the polarity change in both cores in Unit K further supports the magnetostratigraphic interpretation. The AF demagnetization of the cube samples in the interval between 92 and 110 cmbsf of core PS72/396-5 confirmed the presence of negative inclinations, which gives grounds for assigning the Brunhes-Matuyama polarity reversal boundary to a depth of about 103 cmbsf.

Consequently, further downcore, the intervals of negative ChRM (R1, R2, R3, R4) are assigned to the reverse Matuyama Chron. Several intervals of normal

polarity are intercalated in this relatively long reverse interval. Normal magnetozones N2 (tentatively identified in core PS72/396-5) and N3 are interpreted as representing the Jaramillo (C1r.1n; 0.990 - 1.070 Ma) and the Olduvai (C2n; 1.770 – 1.925 Ma) subchrons, respectively. The interval with positive inclinations at ~200-220 cmbsf in core PS72/396-5 is hard to interpret as it coincides with a significantly higher amount of IRD material and the paleomagnetic record is likely distorted to some extent.

Magnetozones N1, R1 and N2, including the Brunhes-Matuyama (B-M) boundary are located above the uppermost MS minimum S1 and agree with the wiggle pattern (in correlation with PW1 and PW2). Further downcore, consistently, the prominent MS minima S2 and S3 are within magnetozone R2. The correlation of WBD and MS with the polarity record within and just below N3 (Olduvai) is more complicated. In both cores, MS minimum S3 correlates well with a sandy layer, which suggests these deposits are of the same age. The fact that this MS minimum and the sandy layer mark the top of N3 in core PS72/396-5 but occur in mid N3 in core PS72/410-3 suggests that about the upper half of the Olduvai Subchron is probably missing in core PS72/396-5 compared to core PS72/410-3.

Normal magnetozone N4 is interpreted to represent the Feni Subchron (C2r.1n; 2.140 – 2.150 Ma, the former Reunion Subchron) but is only documented in core PS72/396-5. In core PS72/410-3, R4 is not recorded despite its presumably higher sedimentation rate and better resolution of both WBD-MS wiggles and lithology.

The polarity record below N4 is rather complex in core PS72/396-5 compared to that in core PS72/410-3. Two different interpretations for the Matuyama-Gauss boundary can be proposed for core PS72/396-5.

On the one hand (interpretation 1), the Halawa excursion (cryptochron C2r.2r-1 (2.445 Ma)) may be documented within R4 only in core PS72/396-5 and is not labeled here as an independent magnetozone. Magnetozones N5, N6 and N7 represent then the Gauss Chron in both cores (Table 1). The two reverse magnetozones R5 and R6 intercalated in the latter are interpreted to probably

represent Kaena (C2An.1r; 3.032 – 3.116 Ma) and Mammoth (C2An.2r; 3.220 – 3.330 Ma) subchrons with magnetozone R5 not identified in core PS72/396-5. Magnetozone N7, the base of core PS72/410-3, is interpreted to likely represent the earliest part of the Gauss Chron (C2An.3n; 3.330 - 3.580 Ma) (Fig. 11).

An alternative interpretation 2 of the polarity record of core PS72/396-5 is indicated by the correlation of the physical properties. In core PS72/410-3, the boundary of R4 to N5, clearly marking the M-G boundary, is stratigraphically located between the two prominent MS minima S4 and S5. This stratigraphic level includes the normal interval in core PS72/396-5 identified as the Halawa excursion in interpretation 1 which alternatively can be interpreted to mark the top of the Gauss Chron. Most measurement points below the proposed M-G boundary (R4/N5) exhibit normal polarity giving us confidence that the base of core PS72/410-3 was deposited in the Gauss Chron. This holds apparently also true for the respective part of core PS72/396-5 (N5/R5/N6/R6/N7/R7(/N8)) while an unambiguous interpretation of the deeper parts of core PS72/396-5 remains difficult, in particular when considering that most measuring points show again normal polarity and unequivocal reversals are not observed. In any case, both interpretations suggest that deposition of the sediments recovered in both cores had begun not later than in the early Gauss Chron.

As can be seen also from their lithologies, both cores differ in their sedimentation rates during the Matuyama Chron (0.773 – 2.595 Ma), as in core PS72/410-3 all the lithological units gradually shift to greater depth compared to core PS72/396-5. Despite the fact that core PS72/396-5 did apparently not record

the Kaena Subchron (R5 in interpretation 1) the stratigraphical position of the Mammoth Subchron (R6 in interpretation 1) yet might correlate with the following top of the dark reddish brown, dark brown layers in both cores. Below 561 cmbsf, core PS72/396-5 undergoes frequent polarity changes. Some of them are relatively well defined by low MAD while others show several components of overlapping coercivities where the ChRM is hard to define. However, Subchron C2Ar (3.596 – 4.187 Ma) of reversed polarity at the end of Gilbert Chron is not unambiguously documented in core PS72/396-5. As mentioned in the results section, the paleomagnetic behavior turns to be more complicated towards the base of core PS72/396-5. As also expressed in the lithology this variable pattern may signify an important change in the environmental conditions affecting deposition at the site location. Missing or poorly recorded magnetostratigraphic units might be due to non-continuous sedimentation in high-latitude environments and by stratigraphic sections that may have gaps of significant duration [208]. For instance, stratigraphic information suggests age range for the Bering Strait's first opening between 4.8–5.5 Ma and 3.1–4.1 Ma, i.e. close to Gauss-Gilbert boundary [133], which could have a major impact on the regional sedimentation. Yet, the upper magnetostratigraphic units are in line with the alternations denoted in the lithological scheme, in particular, the Brunhes-Matuyama boundary is set at the same brown layer in both cores.

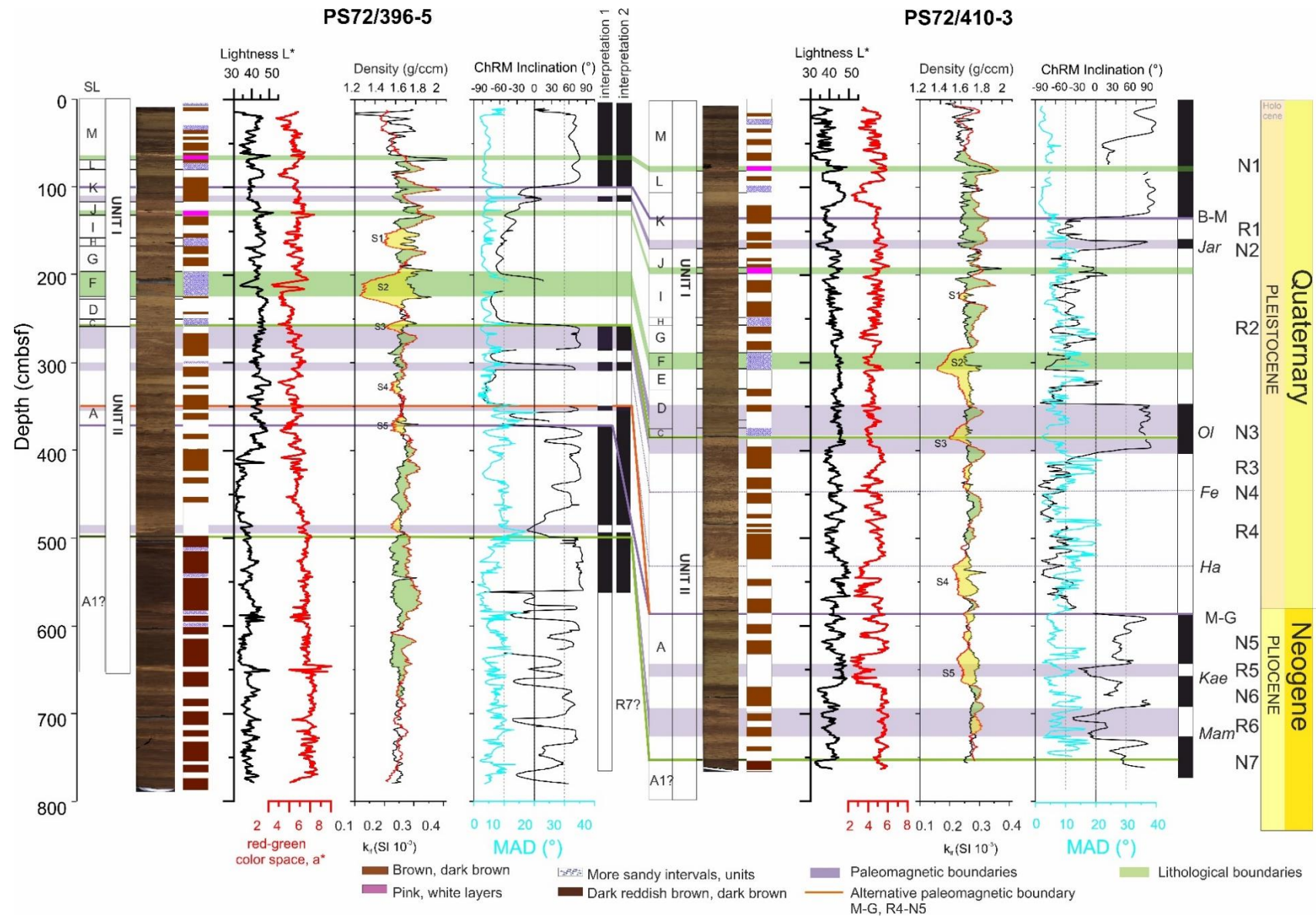
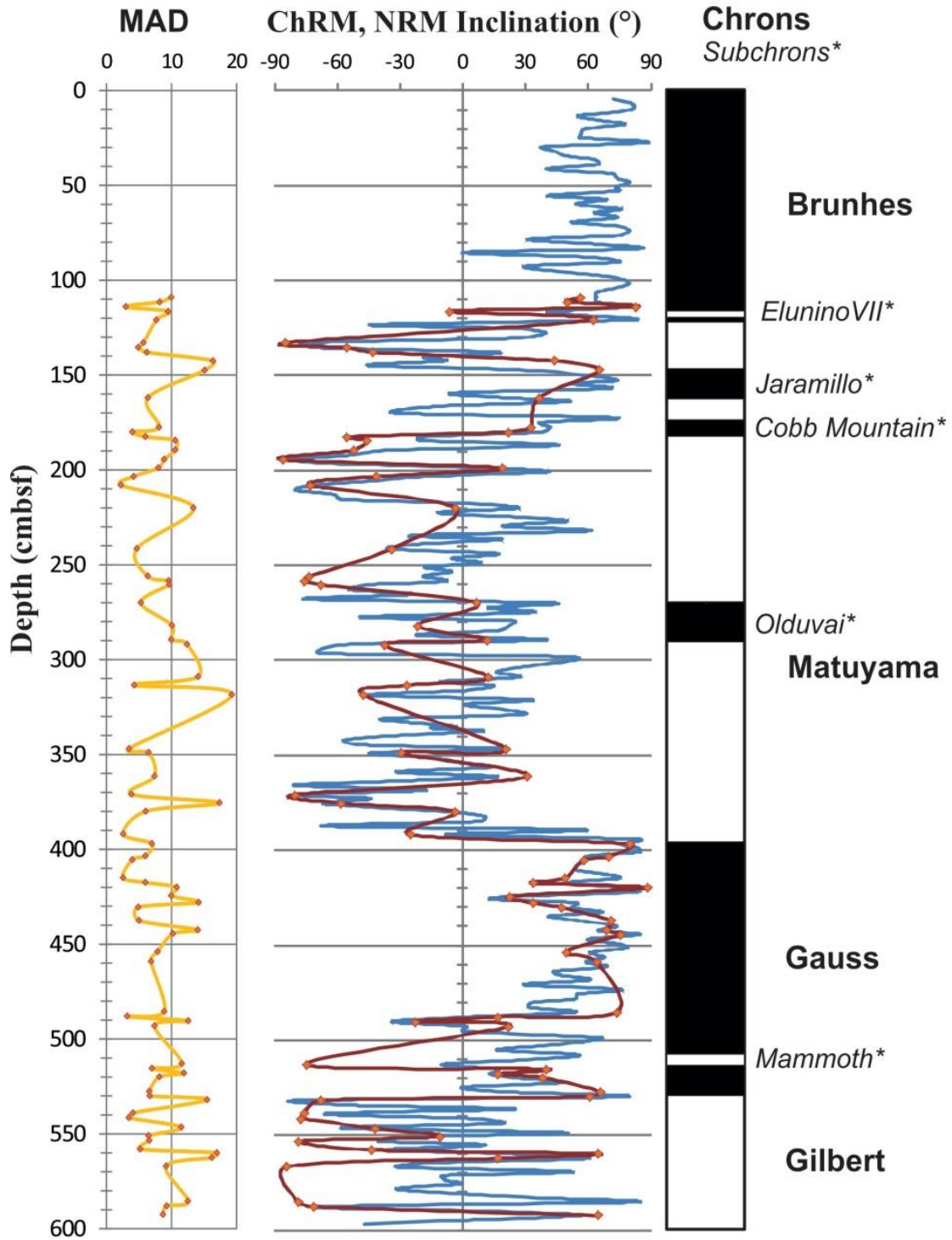


Figure 53. Paleomagnetic correlation of cores PS72/396-5 and PS72/410-3

Correlation of core KD12-03-10c with the GPTS is shown in Figure 54. The occurrence of the sharp change to the negative inclinations at 123.5 cmbsf is assumed to be a transition into the reversal polarity of the Matuyama. The Brunhes–Matuyama boundary seems to be reasonable at such depths with assumption of low sedimentation rates, acting on the Mendeleev Ridge. Reverse polarity is prevalent up to 394-397 cmbsf, but it is interrupted by normal polarity intrusions. That can be caused by both revelations of magnetic events such as subchrons. At 394.5-397 cmbsf the shift to normal polarity occurs and it remains positive up to 490.5 cmbsf. Here the NRM intensity is slightly increasing in comparison with the former reverse polarity section, which also indicates the VRM impact on the total magnetization. The transition from reverse to normal polarity at 394.5-397 cmbsf is interpreted as the Matuyama–Gauss boundary.

Keeping the tendency and taking into account the assumption of low sedimentation rates, the level of 530 cmbsf can be considered as the next polarity reversal, i.e. the Gauss-Gilbert boundary. From this depth, the positive ChRM inclinations alter to quite steady negative ones. Also, the NRM intensity here is slightly higher on average for the Gauss chron than for the following downward reversal part. The length of sedimentary sequence, assigned to the underlying chrons, may decrease due to compaction of the sediments with increasing depth.

Magnetic susceptibility may act as an independent factor for determining of polarity boundaries. The combinations of simultaneous sharp increases of NRM intensity and magnetic susceptibility also occur near reverse boundaries: at 118.5 cmbsf and 380 cmbsf. Besides them two other extreme ups are observed at 170 and 175 cmbsf.



NRM inclination is plotted by blue curve without markers, ChRM inclination by dark red curve with closed red diamonds. Subchrons are denoted by asterisk.

Figure 54. Maximum angular deviation (MAD) (left), ChRM inclination with NRM inclination (middle), correlation of inclination patterns with GPTS (right)

According to states mentioned above the Brunhes-Matuyama and the Matuyama-Gauss boundaries are set at 123.5 and 394 cmbsf respectively. Also the Gauss-Gilbert boundary is considered to occur at 530 cmbsf.

The decrease in the values of magnetization in the zones of reverse polarity compared to the zones of direct polarity indicates a strong influence of a VRM. Synchronous peaks of NRM intensity and magnetic susceptibility, observed in most cases near the marked polarity reversal boundaries, can be considered as additional parameters for magnetostratigraphy and interpreted as a possible indicator of fluctuations in sedimentation conditions [20]. On the other hand, the presence of low ChRM inclinations, which are not characteristic of such high latitudes, and the difficulty in isolating a stable component in some samples may indicate the presence of secondary processes occurring in sediments, the possibility of influencing the overall picture of magnetization has already been noted for marine sediments from some parts of the Arctic Ocean.

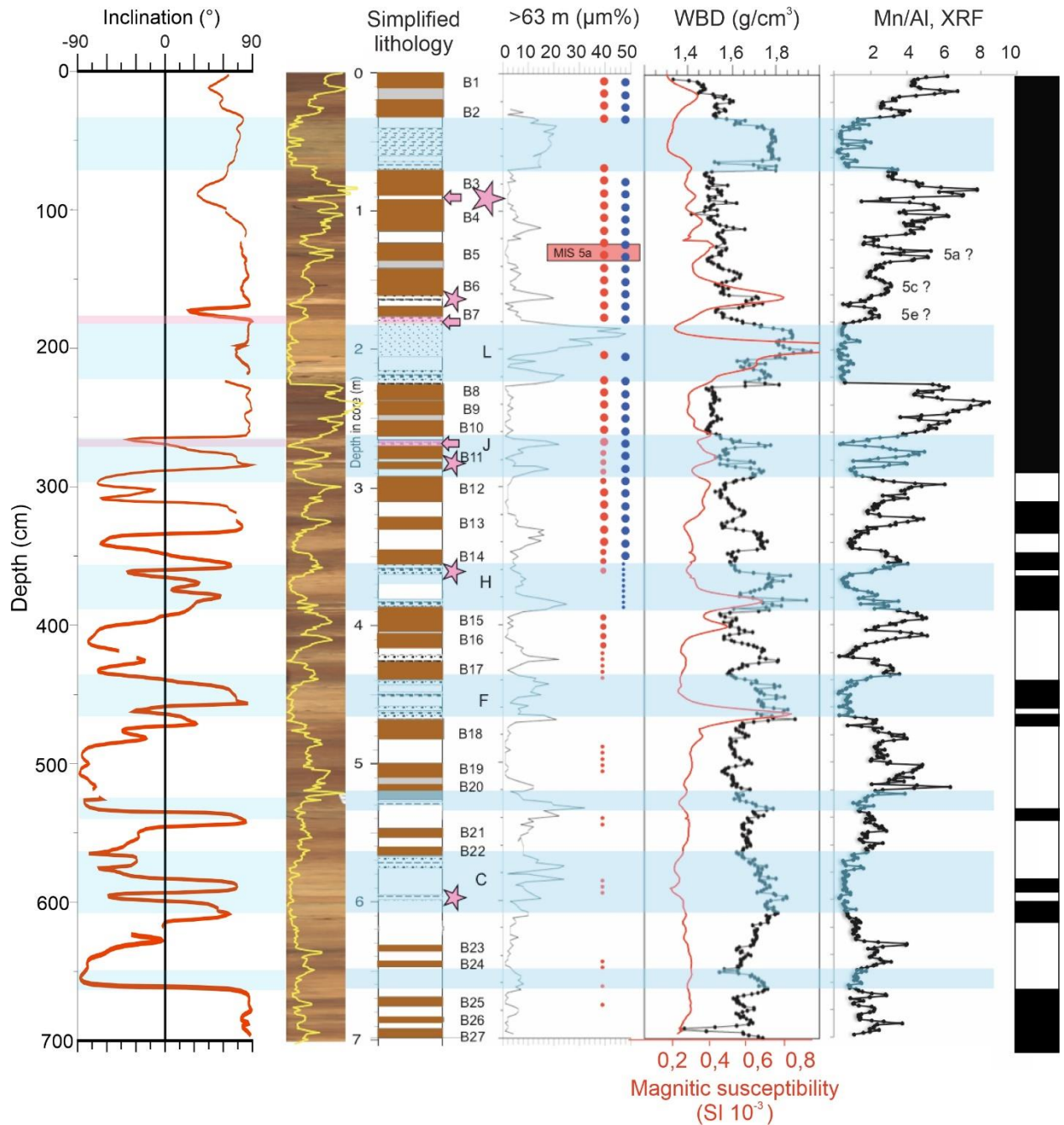
The (dolomitic) pinkish-white sublayers, characteristic of the sediments of the Arctic Ocean [51], were identified in cores from the Mendeleev Ridge. In core PS72/396-5, one of them, according to the lithological description [198], is located at a depth of 63-66 cmbsf (PW2, the base of the standard lithological complex M), and the second 128-133 cmbsf (PW1, the base of the standard lithological complex J), transitioning from white horizon at 129–130 cmbsf [198] correlate well with interbeds with a high content of dolomites in core KD12-03-10c, located there at 70–80, 160–165, and 175–185 cmbsf (peaks 3 and 5, respectively, in [23]). At the same time, depths of the Brunhes-Matuyama boundary in cores PS72/396-5 and KD12-03-10c are at 100 and 123.5 cmbsf, respectively, just lying 30–40 cm above the “PW2” layers in these two cores.

In general, it is worth noting the good agreement in the interpretation of the paleomagnetic results of core KD12-03-10c with cores PS72/396 and /410, which were carried out to some extent independently. The author of this manuscript published data on core KD12-03-10c in 2013-2014 independently and in co-

authorship with her scientific adviser Alexei L. Piskarev together with the data on cores, collected in 2000 (AF-00-01, -03,...-28). The studies on cores PS72/396 and /410 were carried out as part of an expanded international and multidisciplinary team of scientists [Elkina et al., 2020], while the method of coring, the storage and transportation and sampling and further storage of samples, as well as demagnetization procedures, raise fewer questions. These factors were taken into account to exclude their influence on the initial remanent magnetization of the sediment, based on the previous experience and criticism while presenting paleomagnetic results for cores KD12-03-10c and AF-00-s. At the same time, subchrons such as Halawa and Olduvai, as well as Mammoth, were identified in all three cores (KD12-03-10c, PS72/396-5 and PS72/410-3) at depths that correlate with each other.

Core PS87/023-1 recovered in the Greenland-Canadian side of the Lomonosov Ridge, and thus influenced predominantly by the Beaufort Gyre system, is primarily composed of brown to dark brown and beige silty clay with a few sandier intervals. Sandier intervals generally correlate with higher WBD (Figure 55). Several horizons with pink/pale layers and/or lenses occur at depths of 92-93, 177-179 and 260-270 cm. These interlayers are characterized by clastic-carbonate inclusions, as identified in smear slides, indicating clastic input from the Canadian Arctic through the Beaufort Gyre system [51; 197, 198].

According to [195], core PS87/023-1 contains “brown” layers, sandy intervals (standard lithological units L, J, H, F, and C [51]), and “pink” interlayers rich in detrital carbonates appear to be very similar to those found in cores from the Mendeleev Ridge [197, 198]. As a rule, dark brown layers from B1–B27 are characterized by minima in wet bulk density and maxima in Mn content.



From right to left: magnetic inclination, linescan image (with Mn/Al record in yellow) and summary of visual core description, indicating main lithologies (brown to dark brown silty clay horizons; B1-B27; sandy intervals; pink horizons and lenses = pink arrows) of sediment core PS87/023-1. Pink asterisks indicate detrital carbonate peaks in smear slides. Occurrence of sandy intervals are highlighted as light blue bars. Furthermore, standard lithological units L, J, H, F and C of Clark et al. [51]. In addition, the sand content and the occurrence of planktic foraminifers (red circles) and calcareous benthic foraminifers (blue circles), the wet bulk density and magnetic susceptibility), and the preliminary XRF scanning record of Mn.

Figure 55. Paleomagnetic results, simplified lithological scheme [194] and magnetostratigraphic for core PS87/023-1

Keeping in mind, among other things, radioisotope data of mean sedimentation rates at the Lomonosov Ridge, mentioned in the section above, the depth of 288 cmbsf in core PS87/023-1 can be regarded as the boundary of the polarity reversal between the Brunhes and the Matuyama. This boundary is preceded by a brief excursion of reverse polarity at a depth of 266 cm, which coincides with the “pinkish” layer.

The interval below 288 cm, where the inclination remains predominantly negative until the end of the core (60% of measured positions), and the NRM intensity decreases significantly compared to the upper part, is interpreted as being deposited in the Matuyama. Further, moving down the core, a number of positive episodes are encountered in the following intervals: 311-334 cmbsf, 349-393 cmbsf, 439-473 cmbsf, 535-545.5 and 583-615.5 cmbsf, some of them are interrupted with single negative ones, while at 660 cmbsf, the transition to positive Inc_{ChRM} is not fixed until the end of the core. The latter, which is assertively shaped by AF demagnetization (Figure 36), very likely fixes a transition from reverse to normal polarity, while assigning the previous short intervals to normal polarity, moreover, falling into intervals enriched in sandy material, is not so unambiguous. On the one hand, the presence of coarse-grained material in such intervals of varying degrees of sorting could distort the picture of the NRM and ChRM. On the other hand, given a rather large number of normal polarity events in the Matuyama chron (see Figure 52), including subchrons and excursions, and also taking into account the assumed higher rates of sedimentation on the Ridge, which should give a higher resolution of the paleomagnetic record, part of the positive episodes may be the reflections of such events of geomagnetic polarity change. Thirdly, it is impossible not to note the “subsidence” and the departure of the inclination where pinkish-white interlayers are observed, and further down the core there are peaks of detrital carbonates. The latter coincides with brief declines of inclinations to negative values in 30-40 cm intervals of predominantly positive ones, for instance, at 362 and 596 cmbsf.

Nevertheless, taking into account if the mean sedimentation rates in the region are equal of 3-4 mm/kyr, the interval of normal polarity that ends the core, starting from a depth of 660 cm, it is more likely attributed to the Olduvai Subchron. At the same time, the correlation between the standard lithostratigraphic units with the PS72 cores from the Mendeleev Ridge is retained, although shifted somewhat deeper. In the latter, the Brunhes-Matuyama boundary falls inside Complex K, while the Olduvai is located in the region and below Complex C. In core PS87/023-1, the Brunhes-Matuyama boundary is within SLU J, following unit K, and the Olduvai is located 50 cm below unit S. And, although according to some studies, the lithostratigraphic correlation between sediments from Mendeleev and the Lomonosov Ridge is not always valid [187], such consistency may indirectly confirm the correctness of the identification and interpretation of magnetozone in PS87/023-1.

Core PS87/074-3 shows a long interval of positive ChRM inclinations up to 266 cmbsf, with a small but well-defined interval of negative inclinations at a depth of 86-105 cm (Figure 32). Below 266 cm, the inclinations turn into a negative part, often interspersed with short positive intervals and maintaining this trend until the core end. In general, when analyzing the paleomagnetic parameters (low coercivity, NRM remagnetization), this core gives the impression that the sediments here are most likely subject to geochemical changes to a greater extent than at other sites. Accordingly, the allocation of chrons and subchrons here can be rather approximate based on the linear average depositional rates obtained for the Brunhes Chron. The negative interval in the Brunhes, even if it reflects a real digression, which is quite probable, given quite high paleomagnetic quality of the data in this interval, is difficult to associate with any particular excursion.

Table 5 describes in detail all the identified magnetozone, their correlation with the geomagnetic polarity scale, and linear average sedimentation rates calculated for each identified magnetozone.

Figure 56 shows the magnetostratigraphy made on cores PS87/023-1, PS87/074-3 and PS72/396-5. In addition to the Brunhes-Matuyama boundary, the depth of which increases from the Mendeleev Ridge to the Lomonosov Ridge, the most pronounced subchron of normal polarity in the Matuyama, Olduvai Subchron, which lasted from 1.77 to 1.925 Ma, is traced in all three cores [28]. In addition, there is an interval of positive inclinations accompanied by peaks of magnetic susceptibility at 440-470 cm and at 200-210 cmbsf in the Lomonosov Ridge and in the Mendeleev Ridge, respectively. This interval belongs to standard lithological unit F in both cores, PS87/023-1 and PS72/396-5, which was identified by [194] and [198] (Figure 53 and Figure 55). That lithological boundary was included in the scheme as well, being in a good agreement with the determined paleomagnetic boundaries. For core PS87/074, this correlation was carried out with less certainty.

Table 5. Paleomagnetic interpretation: normal and reverse magnetozones based on the component inclination of the Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) as assigned to the Geomagnetic Polarity Time Scale [154] and their respective core depth and linear sedimentation rates (LSR)

[illegible]

End of Table 5

2.140	2.445	C2r.2r Matuyama	R4	308	350	0.14												
2.445	2.445	Halawa C2r.2r-1*	Excursion, Crypto- chron*	350	356.5	"_"	"_"	"_"			292							
2.445	2.595	C2r.2r Matuyama	R4	356.5	373	0.11		586	0.27	292	394.5	0.15						
2.595	3.032	C2An.1n Gauss	N5	373			586	647	0.14	394.5								
3.032	3.116	C2An.1r Kaena	R5	"_"	"_"		647	658	0.13									
3.116	3.207	C2An.2n Gauss	N6		485.5	0.18	658	700	0.46		511	0.19						
3.207	3.330	C2An.2r Mammoth	R6	485.5	493	0.06	700	729	0.24	511	514	0.02						
3.330	3.596	C2An.3n Gauss	N7	493	561	0.26				514	531	0.53						
3.596	4.187	C2Ar Gilbert	R7	561		0.13				531								

(* [42])

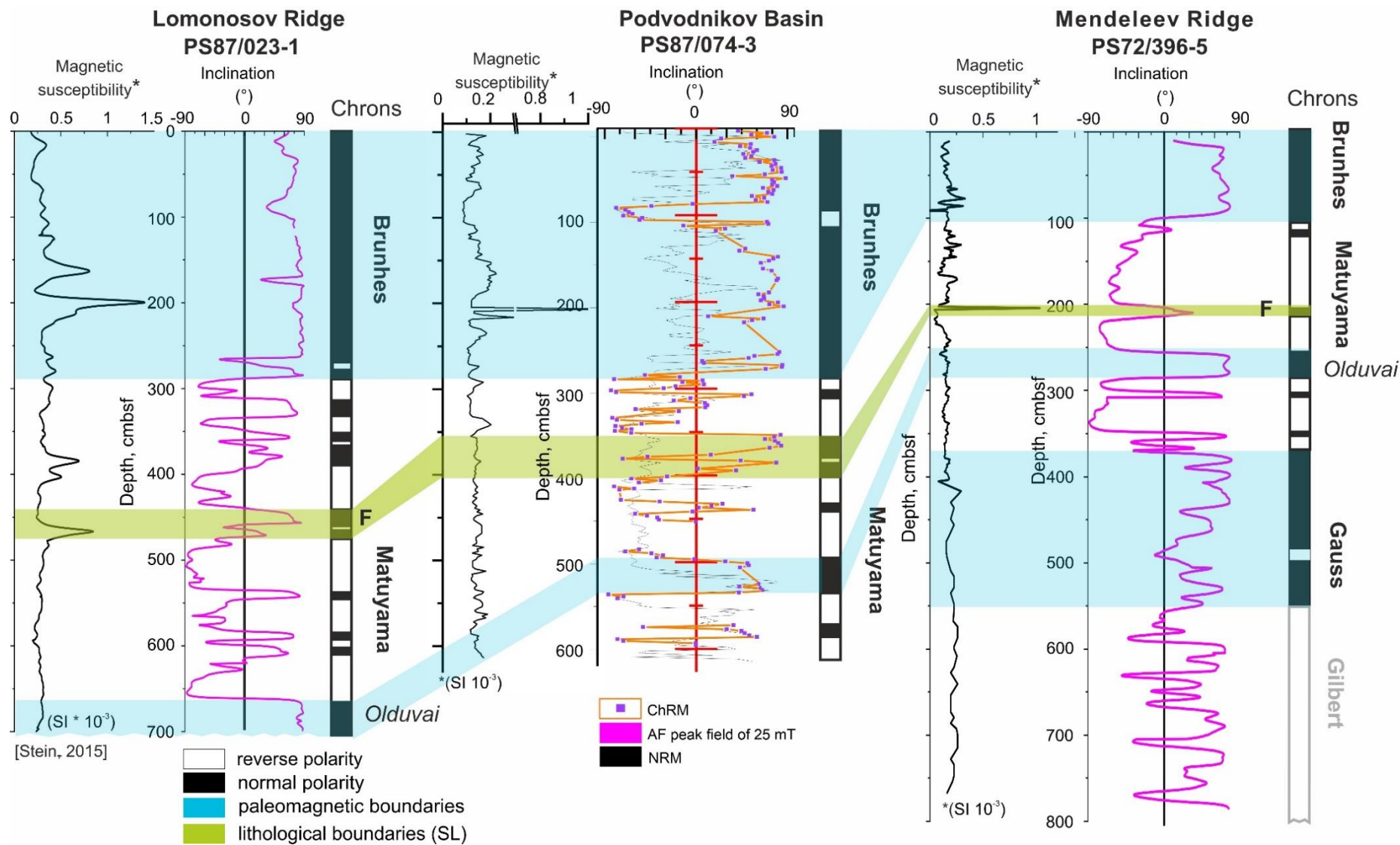


Figure 56. Magnetostratigraphy on cores PS87/023-1, PS87/074-3 and PS72/396-5

4.3. Mean sedimentation rates in the area of the Central Arctic Rises Complex

According to the obtained paleomagnetic data, the magnetostratigraphy constructed from it and further calculations, the mean sedimentation rate in the area of the Mendeleev Ridge does not exceed a few mm per thousand years up to the beginning of the Pliocene, increasing towards the Lomonosov Ridge. For cores PS72/396 and PS72/410, a thorough analysis of their magnetic properties proves that the recorded reverse polarity intervals are stable features and, apparently, are almost not subject to post-sedimentary diagenetic effects. It seems unlikely that such a repetitive pattern of magnetic polarity, as in both of these two cores, which were recovered under different depositional conditions (e.g. core PS72/396-5, sea depth 2777 m; core PS72/410-3, depth 1847 m), successive long intervals of normal and reverse polarities identified in up to ten cores from the same area of the Mendeleev Ridge (seven cores AF-00 and core KD12-03-10c) were formed only mainly as a result of (successive) geochemical changes. Although the quality of paleomagnetic data may vary from core to core in the Arctic Ocean, that is likely the result of the same processes as elsewhere in the Arctic Ocean, where a geochemical change is an important, if not dominant, factor. In the Arctic Ocean sediments, the ChRM interpretation for the three Mendeleev cores presented in this study showed extremely well-defined paleomagnetic boundaries. Another important aspect of the reliability of this paleomagnetic interpretation, which cannot be assessed highly enough, is the independent age determination of core PS72/396-5 by analyzing the ^{230}Th excess data [84; 72]. The resulting chronological curve unambiguously supports magnetostratigraphy.

Considering the above, it would be reasonable to consider the published paleomagnetic data for a number of other cores collected in the area of Mendeleev Ridge and the adjacent Podvodnikov Basin, which were already mentioned in Section 1.4.

For core PS72/340-5 (Figure 11), pinkish-white interlayers characteristic of the Arctic Ocean sediments (dolomitic) [51] were identified at depths of 513 cm (PW2) and 771-787 (PW1, questionable) [198]. At the same time, the inclination curves of these cores from the area of the Mendeleev Ridge show a similar picture with respect to the position of these interlayers (sampling stations, see Figure 4). In PS72/396-5, negative inclinations appear already at 1-meter depth, with a small episode of positive inclinations at a depth of 110 cmbsf, after which predominantly negative inclinations persist up to 4 mbsf. PS72/340-5 goes into negative inclinations only around 7 mbsf, while the episode of positive inclinations is located just above PW1, similarly to core PS72/396-5. Thus, the Brunhes-Matuyama boundary in core PS72/340-5 is likely to appear at a depth of 7 m, defining the mean sedimentation rate as 9 mm/kyr. This value is in good agreement with the general trend of increasing of the sedimentation rate approaching the shelf area.

Paleomagnetic measurements on core ARC-BN05 were carried out with a large number of AF demagnetization steps. Although it is not clear from the work which type of remanent magnetization inclination is shown in Figure 12 (natural or characteristic), one can conclude that the quality of the paleomagnetic measurements performed is adequate. In core PS72/396-5, negative inclinations appear already at a depth of 100 cm, with a small episode of positive inclinations at a depth of 110 cm, after which predominantly negative inclinations persist up to 4 m. Considering that cores ARC-BN05 and PS72/396-5 are located close to each other (see sidebar Figure 4), within the same seamount, the depth of the sharp change in inclinations in core ARC-BN05 can be interpreted as the boundary of the polarity reversal in core BN05. At the same time, the characteristic pinkish-white horizons (P)W1, a depth of about 145-155 cmbsf — core ARC-BN05, a depth of 120-128 cmbsf — core PS72/396-5 (Figure 53), also correlate well, repeating the difference in depth for established magnetostratigraphic benchmarks. Thus, the mean sedimentation rate calculated from core ARC-BN05 will be 1.53 mm/kyr for the Brunhes Chron (up to 0.773 Ma).

Further, when analyzing the presented data for the ARC5-ICE6, ARC5-MA01 and ARC7-E26 cores (Figure 13), it can be seen that, for example, the ARC5-MA01 core demonstrates predominantly negative inclinations after 225 cmbsf, which is typical for the cores of this region. Mendelev. The same can be said about the ARC5-ICE6 core sampled in the Podvodnikov Basin, which has a more complex behavior of overlapping magnetizations, which was noted for core PS87/074-3 from the same area. Thus, if the sharp transition from positive to negative inclinations is interpreted as a depth corresponding to the Brunhes-Matuyama polarity reversal boundary, the average sedimentation rates for cores ARC5-ICE6, ARC5-MA01 and ARC7-E26 will be 4.2, 2.1 and 2.9 respectively for the period of 0.733 million years.

Based on magnetostratigraphic constructions from the studied cores and other published paleomagnetic data, a correlation scheme was constructed for the time boundaries of the Pliocene-Quaternary deposits (Figure 57) for some of the cores mentioned above and for cores from other publications [175; 219; 30; 80]. At core PS2185-6, the Matuyama/Gauss polarity reversal boundary was shifted deeper than published in [80] (Figure 6), similar to the more pronounced boundaries of positive intervals in the Matuyama in core PS87/023-1. However, in compiling the mean sedimentation rates for the Pliocene-Quaternary period across the Central Arctic Rises Complex, published data on mean depositional rates [34] calculated from the position of the Gauss-Gilbert boundary in core PS2185-6 [192].

Figure 58 shows the mean sedimentation rates for the studied cores (Table 5). When calculating the mean sedimentation rates, paleomagnetic data of other authors were also used [for example, 51; 34; 128], as well as interpretation of the results of paleomagnetic studies given in publications [for example, 220; 66] and isotopic data [e.g., 91; 100]. The schematic map is based on the IBCAO grid, v. 3.0 [110]. Sediment cores and mean sedimentation rates for them are presented in the Table in the Appendix. For cores for which additional interpretation has been made, the “age binding” column is marked “analysis of the published data”. At the same time, it should be noted that the mean sedimentation rates obtained from biostratigraphic

determinations, where other data are lacking, cover mainly only the Holocene time (highlighted in orange in Figure 57, modified after [128].

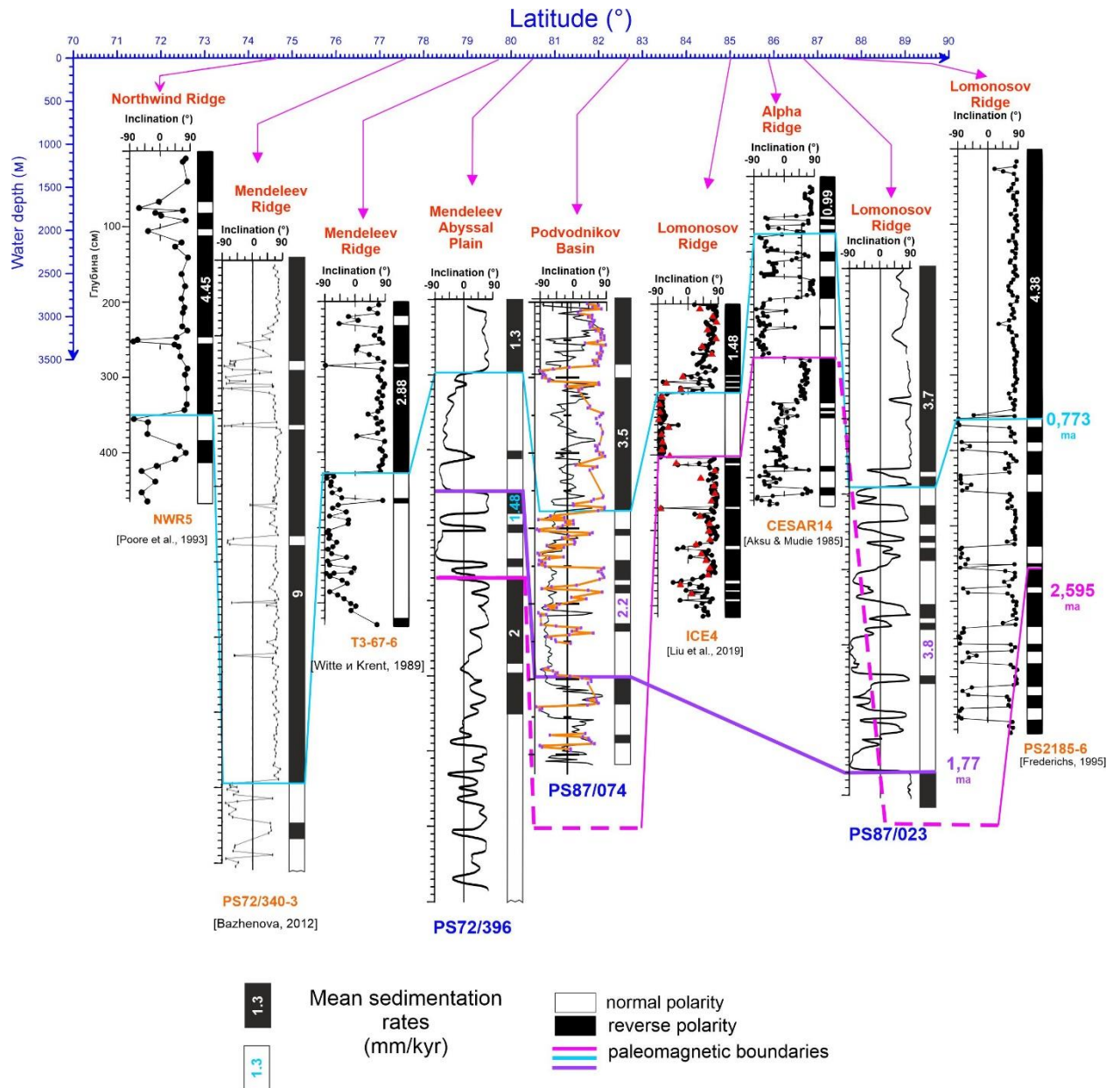


Figure 57. Geomagnetic inclination data (left) and the corresponding polarity patterns (right) of sediment cores from the central Arctic Ocean

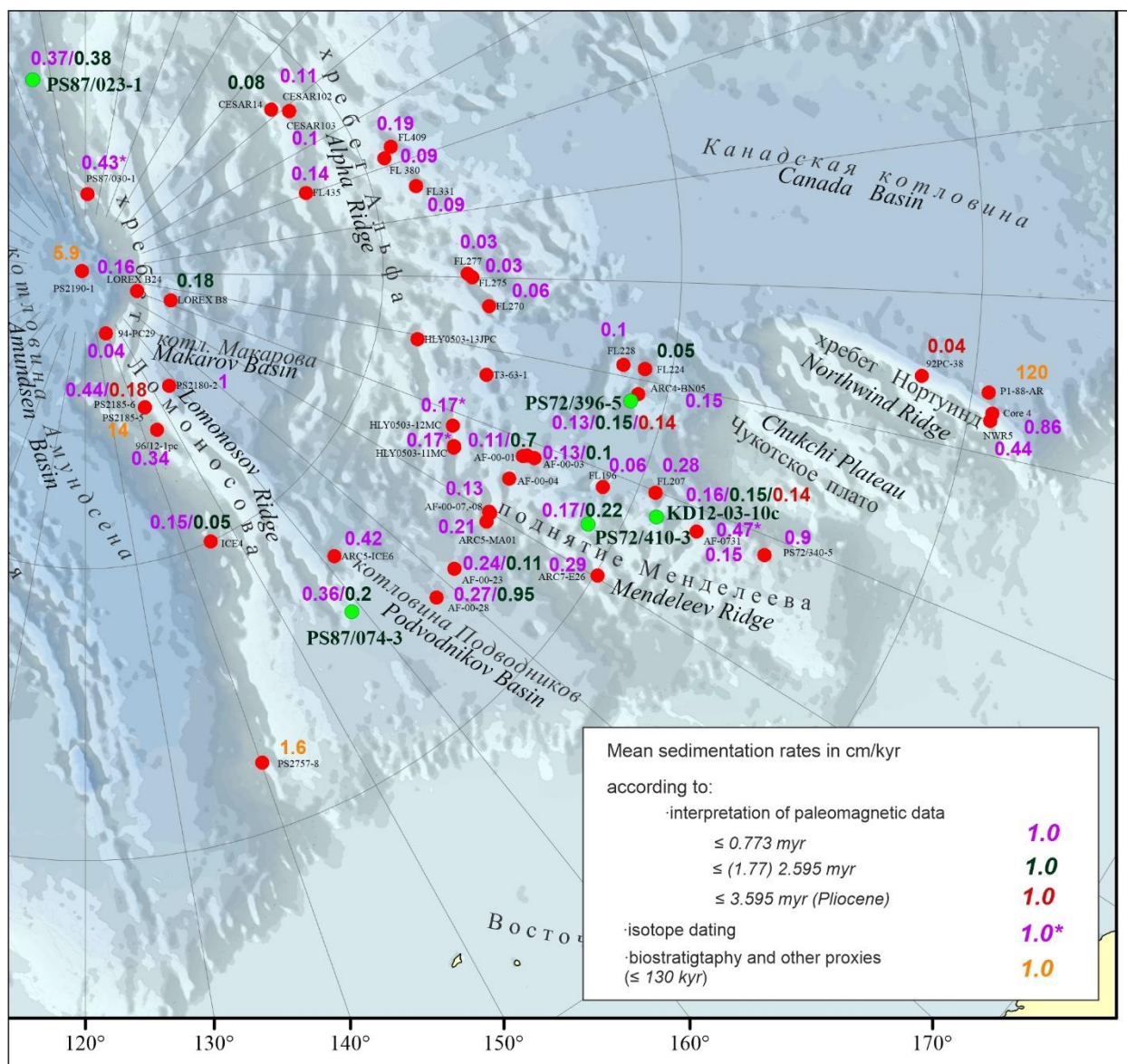


Figure 58. Mean sedimentation rates in the area of the Central Arctic Rises

Returning to the influence of geochemical changes on the initial picture of magnetization [217; 223], how much widespread this effect is not yet clear. Xuan et al. [222] summarized that geochemical overprints of the initial geomagnetic record could be present to a different extent in different parts of the Arctic Basin.

On one hand, in contrast to these previous studies, a thorough analysis of the paleomagnetic and magnetic parameters of rocks, as well as measurements of temperature dependences, prove that the recorded polarity patterns in cores PS72/396 and PS72/410 are stable features and are not subject to post-sedimentary diagenetic effects. This suggests that these effects are highly dependent on

depositional conditions at a particular site, and not on conditions operating throughout the Arctic Ocean. On the other hand, for cores PS87/023-1 and PS87/074-3 rock-magnetic studies were not carried out at this stage. Core PS87/023-1, taken in the Greenland part of the Lomonosov Ridge, in terms of paleomagnetic parameters, appears to be more stable in comparison cores PS2186-5 and 9612PC, taken from the central part of the ridge, and with fewer alternations of positive and negative inclinations (Figure 6, Figure 7, Figure 57). At the same time, there are Th_{excess} data for core PS87/030 located in relative proximity [100], which testify in favor of low sedimentation rates, and, hence, the paleomagnetic correlation. Core PS87/074-3, collected in the Siberian part of the Arctic Ocean, shows a similar pattern of often alternating inclinations, which was noted for some sites in the Mendeleev and Lomonosov ridges, which are characterized by signs of ChRM. In addition, one cannot ignore the fact that sedimentation is not always a continuous process in many settings, and there may be breaks of considerable duration in the stratigraphic section [208]. Therefore, not every geomagnetic event established in the GPTS can be determined in its entire duration or traced in the studied paleomagnetic sequence in general. For the Lomonosov Ridge, for instance, that was already noted that erosion processes possibly disturbed the uniformity of the sediment structure [109].

The underlying assumption of any sedimentation rate calculation is that there are no stratigraphic gaps in the sequences, such as those that have been observed on the shallow Northwind Ridge in the Pliocene [65]. However, there is evidence that a condensed interval/hiatus is present in core PS72/396-5 in the upper part of the Olduvai Subchron. Because sedimentation rates are calculated here for relatively large time intervals encompassing both glacial, deglacial and interglacial sediments, rates for shorter time periods may actually vary by an order of magnitude. Extensive sea-ice cover and formation of ice shelves may cause strongly condensed sequences during glacials [e.g., 174; 108; 221] while sedimentation rates may increase considerably during deglaciations. Furthermore, cores collected with a gravity corer,

tends to compress sediments at the top of the core, and a piston core may cause some expansion of the sedimentary strata.

Depending on the applied stratigraphic method, conflicting age models have been published for cores from the Mendeleev Ridge area highlighting the complexity of the Arctic Ocean chronostratigraphy in the absence of well-constrained stratigraphic tie points (Figure 4; e.g. PS51/038-4; KD12-03-10c, AF-00-01 to -04, -07, -08, AF-00-23, AF-00-28; 191; 4; 21; 75; 23; 83). The combination of radiometric and biostratigraphic ages illustrate the systematic discrepancies between fast (biostratigraphic) and slow (radiometric) sedimentation age models. *Emiliana huxleyi* occurs in sediments close to or even older than the extinction ages of $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ (ca. 300 ka -500 ka, depending on setting and methods) in sediment cores PS2185-6, PS51/038-4, AF 00-02 and MA01 [191, 91; 83; 221]. These ages are consistently older than the proposed first appearance datum of *E. huxleyi* in the Arctic Ocean in MIS 7 [158], and consequently, this species probably also appeared earlier in the Arctic Ocean than on a global scale. Therefore, further detailed biostratigraphic studies such as that by O'Regan et al. [158] in combination with radiometric methods are required to resolve these discrepancies.

The average linear sedimentation rate in cores PS72/396-5 and PS72/410-3 for the Brunhes Chron is ~0.13-0.17 cm/kyr and for the Quaternary 0.16-0.21 cm/kyr, respectively (Table 5). Extrapolating these sedimentation rates downcore indicate that Miocene sediments may be found at relatively shallow depths below the sea floor (c. 10-13 m). The latest Miocene age at ca. 15 m core depth, derived from the ^{10}Be age model for core HLY0503-9JPC which was recovered close to core PS72/410-3, supports this assumption [186]. This offers the possibility to test current interpretations of seismic records along the transect across both coring sites that have identified the top Miocene as important seismic reflector [216].

The results of paleomagnetic correlation show that different sedimentation regimes can take place in the Amerasian and Eurasian basins. Sllen et al. [187] argue that it may not be possible to establish a common lithostratigraphy for the

entire Arctic Ocean; standard lithostratigraphy developed by Clark et al. [51] may refer only to the central part of the Amerasian Basin, thus the standard lithological units (from A to M) and sediment color are not repeated for the Lomonosov Ridge and cannot be found there. This seems logical, since the Alpha Ridge and the Mendeleev Ridge are mainly influenced by the Beaufort Gyre and mainly receive material from the North American continent, while the Lomonosov Ridge is mainly influenced by the Transpolar Drift, which brings material from the Siberian shelves [215; 57]. However, core PS87/023-1, located in the Greenland part of the Lomonosov Ridge, according to R. Stein [194], remains to some extent influenced by the Beaufort Gyre and some standard lithological complexes that were taken into account in the magnetostratigraphic constructions.

Fluctuations in the trajectory of the Transpolar Drift in response to the Arctic Oscillation may also have contributed to these differences in sedimentation, as there is evidence of it moving much closer to North America than at present [56]. The sedimentary material of the Laurentian Ice Sheet and the Inuit Ice Sheet was mainly deposited in the Amerasian Basin, while the Eurasian Basin received more sediment from the Eurasian Ice Sheet [58]. The higher sedimentation rate in the Eurasian Basin is due to the large amount of material entering the Eurasian shelf from some of the largest rivers in the world (for example, the Yenisei, Lena and Ob together with the Pechora, Kolyma and Northern Dvina), which are most of the Arctic Eurasia [165].

Thus, the Brunhes-Matuyama boundary is set at a depth of the first meters, which corresponds to the mean sedimentation rate of several mm per thousand years. These sedimentation rates for the Mendeleev Ridge have been established for the entire Quaternary and up to the early Pliocene, increasing towards the Lomonosov Ridge.

5. ANOMALY MAGNETIZED HORIZONS

In this chapter, the results of the joint interpretation of seismic and bathymetric surveys will be considered together with the results and interpretation of the paleomagnetic data.

5.1. Formation Time of the Caldera on the Gakkel Ridge

Seismic surveys of 2011-2015 in the Eurasian Basin were one of the first steps in this direction. Especially important information was collected in 2014 when MCS seismic and multibeam sonar line 2014-05 shot across the axial zone of the Gakkel Ridge displayed the caldera centered at 81°31' N, 120°00' E. For the details on the geophysical surveys, please, see [172; 19].

The caldera was identified for the first time on the International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO), v. 1 (2.5 x 2.5 km grid) compiled by group of international experts and presented to the American Geophysical Union in 1999. Figure 59 (b and c) shows the fragments of the IBCAO latest version with the caldera clearly visible.

Seismic and multibeam echosounding data acquired in 2014 (see Fig. 1b for profiles location) brought to light the important information on recent tectonic history of the Gakkel Ridge and Eurasian Basin. The data highlight the details of caldera slopes and demonstrate that the contemporary tectonically active rift valley (divergent plate boundary) 10 km wide and 500 m deep is visible at the caldera floor 4800 m below sea level (Figure 60).

Assuming average rate of spreading in the Eurasian Basin about 1 cm per year [86], it took approximately 1 million years to form the 10 km-wide rift valley at the bottom of the caldera. Therefore, the very important stage of tectonic evolution of the Eurasian Basin — intensive magmatic activity and creation of the giant caldera — came to a close at around 1 million years ago.

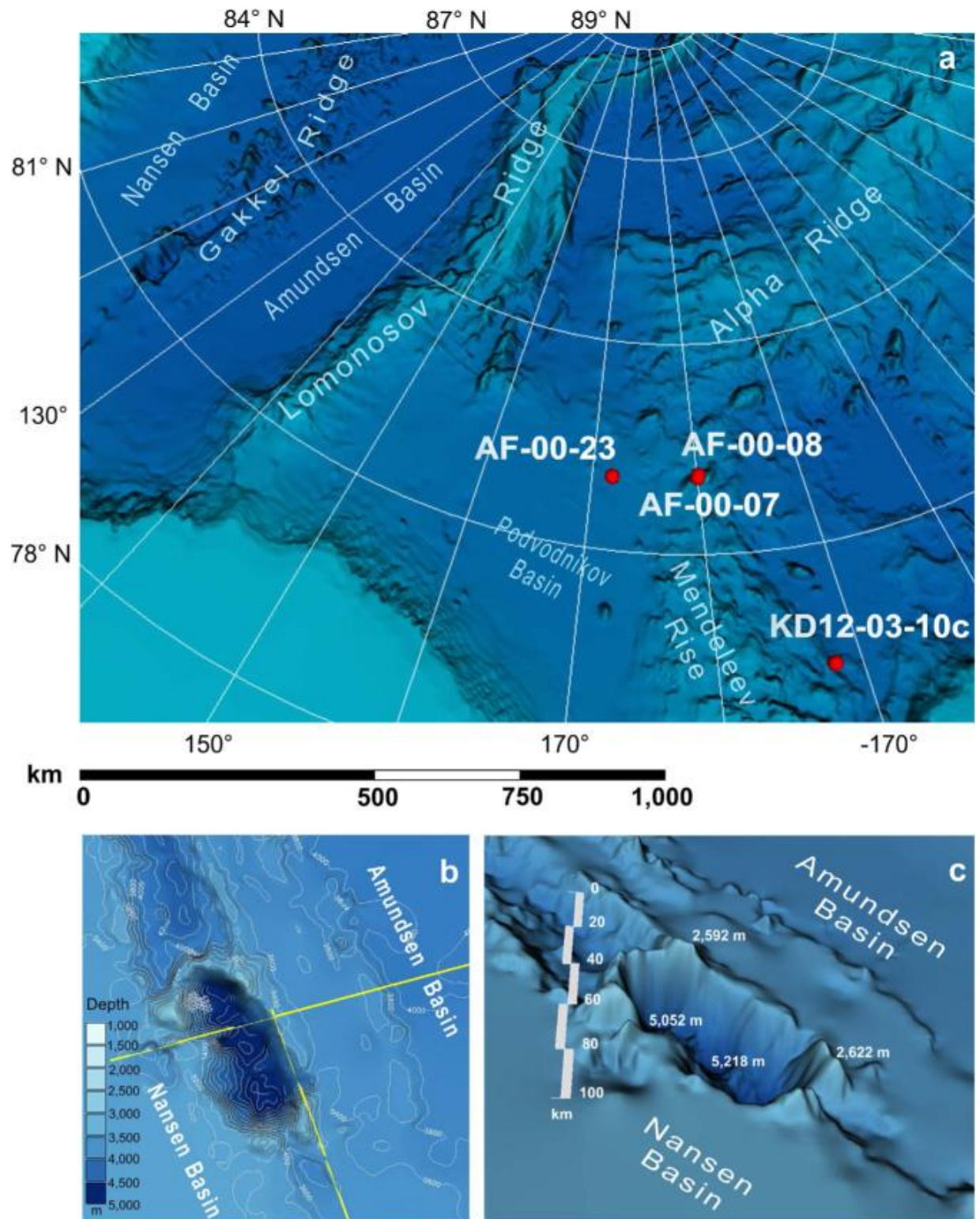


Figure 59. Caldera on the modern spreading axis in the Eastern Eurasian Basin: a — view of the Arctic Basin structures and coring sampling sites; b — caldera on the Gakkel Ridge rift valley (yellow lines - MCS seismic lines and multibeam survey, 2014); c — 3D view of caldera and surrounding ocean floor topography (Geocap software on IBCAO grid v. 3.0)

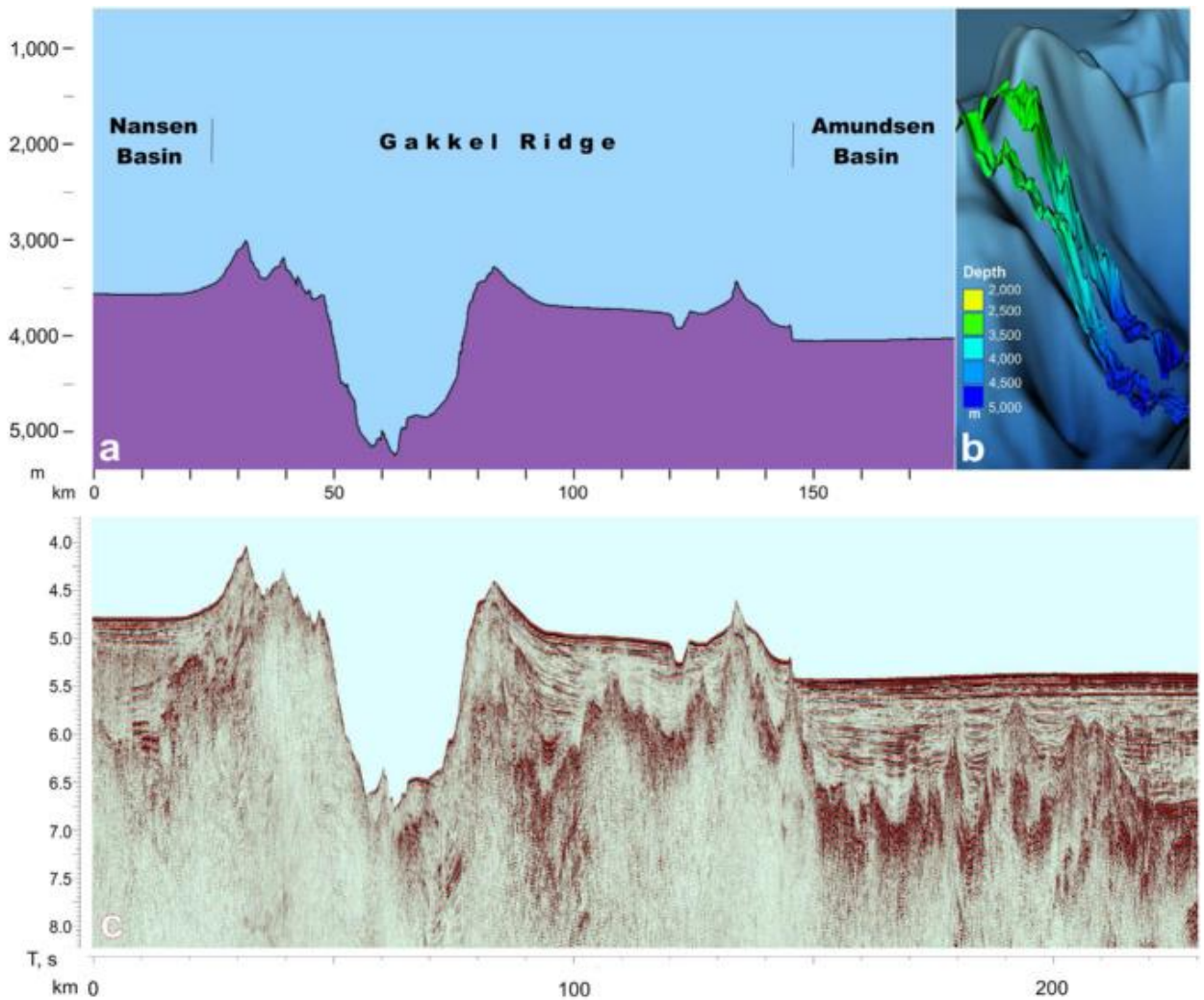


Figure 60. a — cross section of the caldera according to multibeam echosounding, line 2014-05; b — View a the western slope of the caldera with multibeam echosounding lines superimposed on IBCAO grid v. 3.08 [82]; c — seismic section, line 2014-05

Introduction of a huge amount of volcanic material in the waters of the Arctic Ocean should have left a noticeable impact on composition and properties of sediments formed during and after the eruption. Therefore, wide distribution of omnipresent sedimentary layers of volcanogenic origin is expected. Such layers can be identified by increased concentration of monoclinic pyroxenes and opaque ore minerals [160; 40; 87], and by higher values of magnetic susceptibility and residual magnetization caused by higher concentration of magnetite and titanomagnetite.

5.2. Evidence of eruption traces in the sediments

Several layers, with anomalously high values of magnetization and magnetic susceptibility, were identified in sedimentary cores collected in the Mendeleev Ridge, about 1000 km away from the caldera [Piskarev, Elkina, 2014], and dozens of kilometers from each other. One of them stratigraphically is very close to the Brunhes-Matuyama boundary and could be dated about 750 ka (Figure 8). The mineralogical analysis of this and other layers with higher magnetic susceptibility and NRM demonstrates sharp increase of pyroxene and ore minerals and depletion of garnet and titanite (Figure 61) [172; 171].

Increased concentrations of ore minerals and pyroxene indicate a probable volcanogenic nature of the studied thin sedimentary layer [87]. At the same time, a significant decrease in concentration of obviously clastic minerals as garnet and titanite means an abrupt surge of the sedimentation rate during the formation of this volcanogenic layer in the sedimentary column. Apparently, for a short period of time there was five times increase of sedimentation rate comparing to its average value.

Visually, the bulk of core KD12-03-10C is relatively homogeneous aleuropelite (silty clay). However, measurements of magnetic properties (magnetization and magnetic susceptibility) performed at fine intervals (2.5 cm) have identified five horizons with peak values of magnetization and magnetic susceptibility, which are marked by yellow circles (Figure 62). Those five identified intervals were then dated by correlation with the paleomagnetic chrons (Table 6).

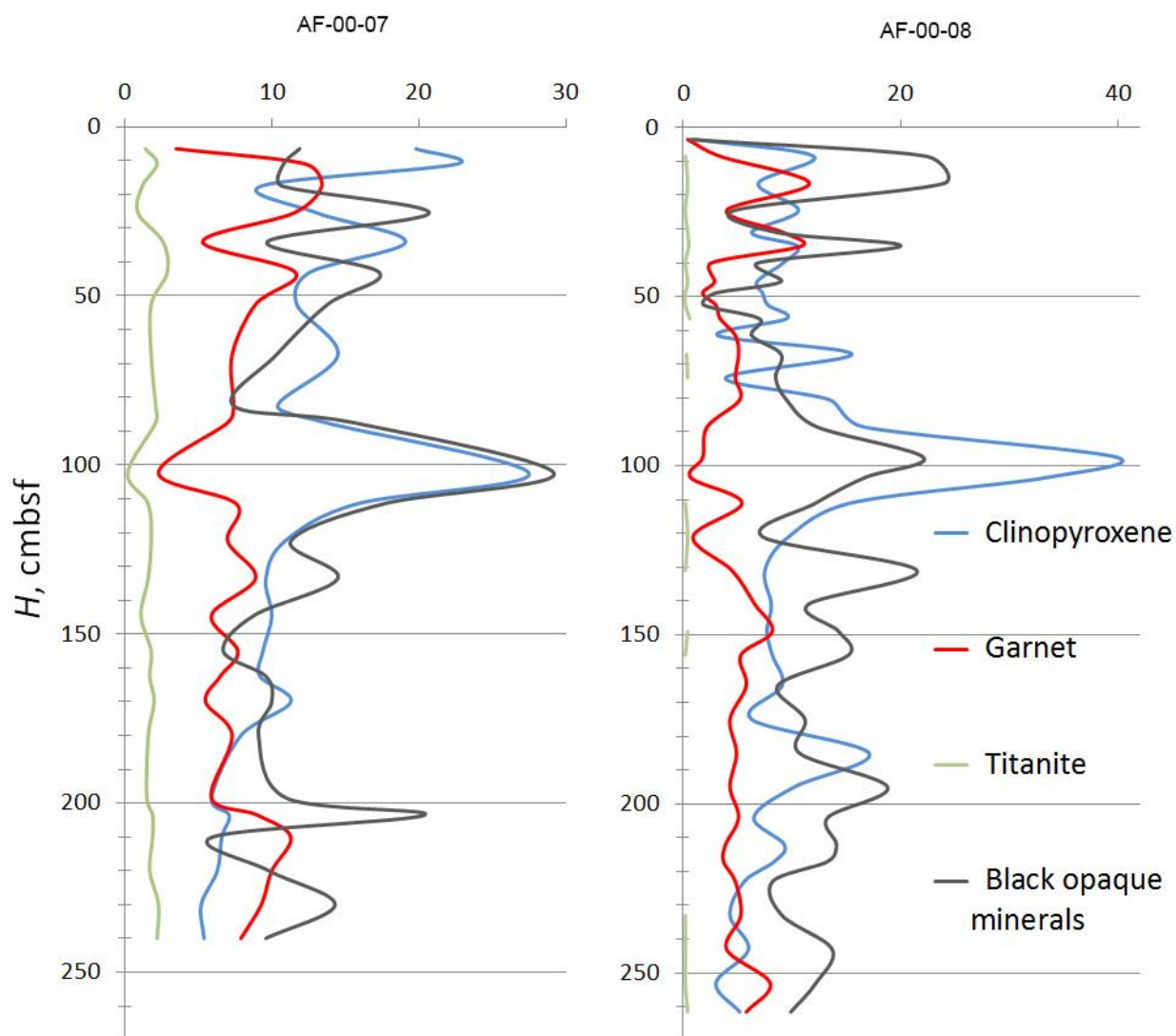


Figure 61. Mineralogical analysis of heavy fraction (cores AF-00-07 and AF-00-08, Mendeleev Ridge)

Table 6. Peaks of magnetic susceptibility and magnetization and their age according to paleomagnetic data, core KD12-03-10c

Depth,cmbsf	Age, ma
77.5	0.47
118.5	0.727
170– 175	1.09
240	1.62
380	2.52

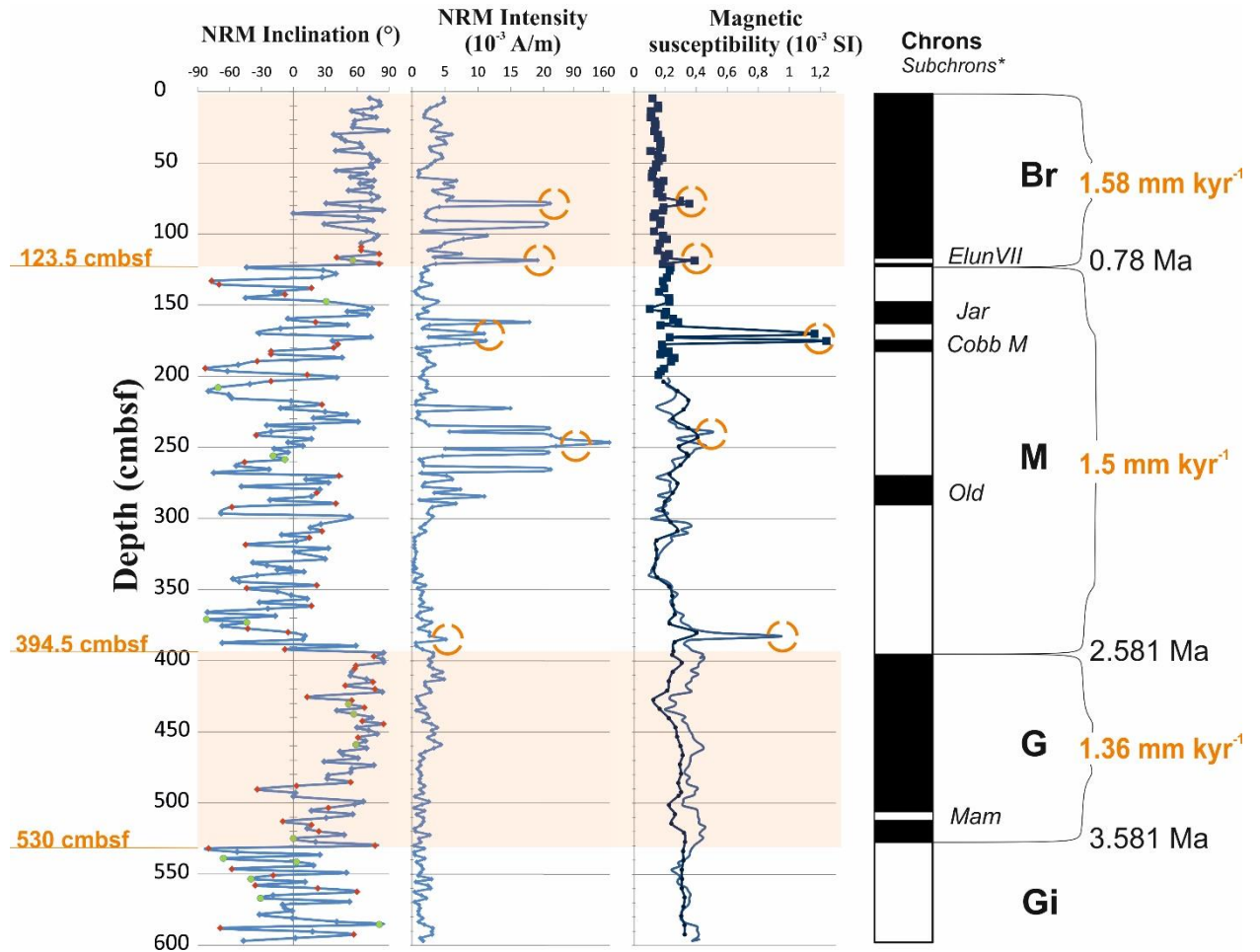
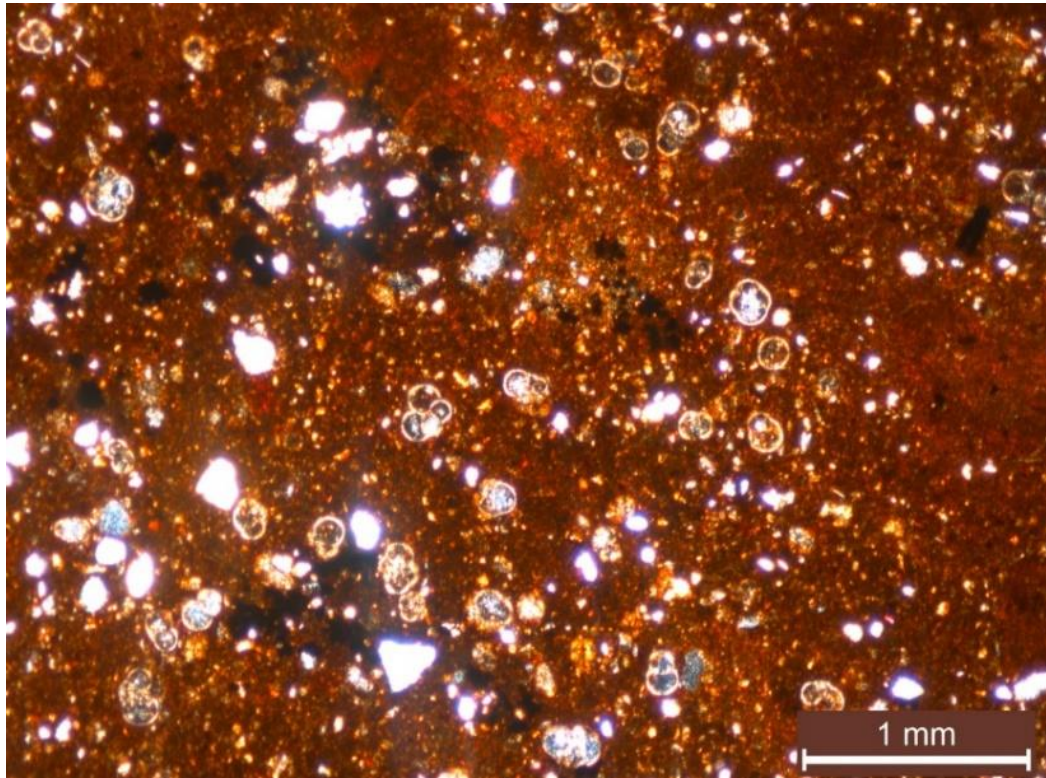


Figure 62. Paleomagnetic correlation with the Geomagnetic Polarity Time Scale on core KD12-03-10c and mean sedimentation rates determined for the paleomagnetic chrons. Yellow circles mark anomalously high values of the magnetic susceptibility, and NRM

In order to identify the lithological differences between the bulk of the core and above mentioned anomalous intervals, several thin sections of both were prepared and studied.

In thin section under microscope the bulk of the core can be described as a biogenic sediment with heavily ferruginous clay-carbonate matrix, saturated by fragments of quartz, plagioclase, carbonates and planktonic foraminifera. Iron hydroxides besides giving yellow-brown color to the clay-carbonate basic mass form a small spotted brown impregnation in cement and small halos around of some foraminifera.

This kind of biogenic highly ferruginous sediment with a clay-carbonate mass, a small amount of angular quartz fragments and carbonate fragments is shown in Figure 63. Such sediments are characteristic of most of the section recovered in core KD-12-03c.



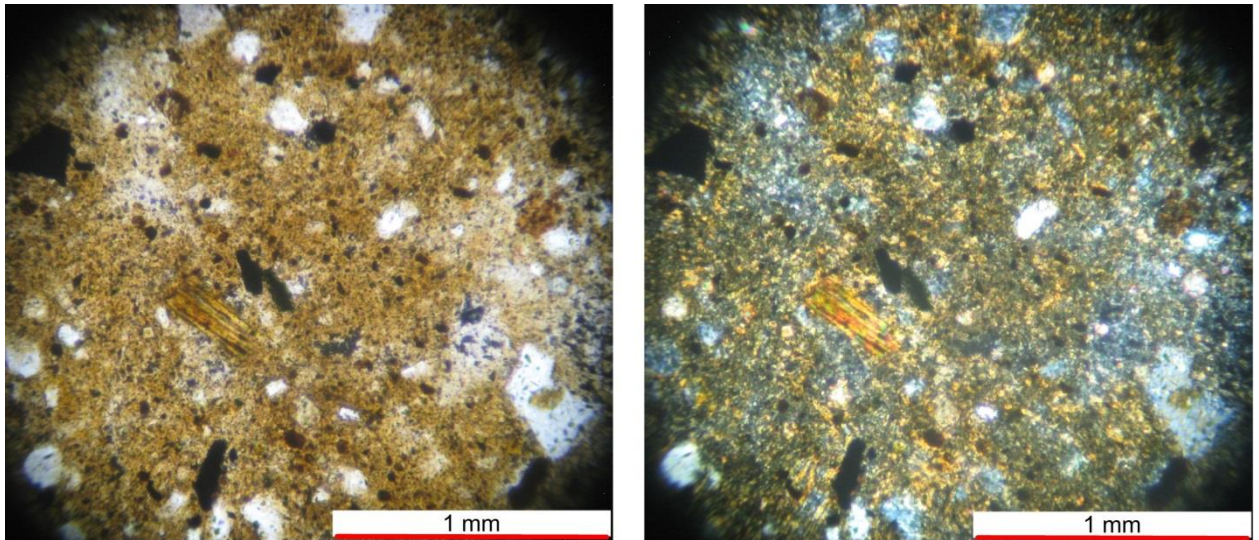
Polarizing microscope. Nicol X. Vertical thin sections.

Figure 63. Photo of a sediment section from the 114 cmbsf horizon, core KD12-03-10c

Sediments differing only in details from the latter are typical for most of the section recovered by core KD-12-03-10c. Sediments of the marked anomalous intervals look differently.

Sediments of the marked anomalous intervals look differently.

The sediment at 118.5 cmbsf (Figure 64) is noticeably lighter in color and has an appearance of tuffite. There is little fauna in it and it is mainly concentrated in lenticular formations, in which its partial dissolution and dolomite crystallization are noted. There are also small areas composed of one cement without fauna and debris. At this horizon, an unrounded fragment of biotite appeared in the cement, and an increased content of unrounded ore components is noted.



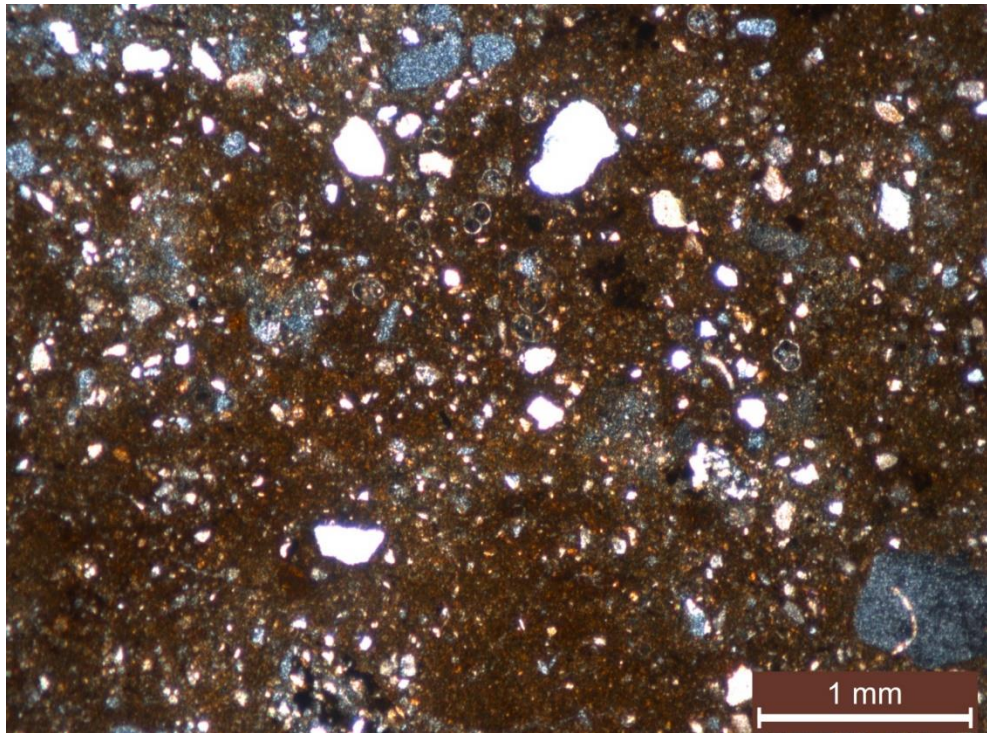
Polarizing microscope. Nicoli X. Vertical thin sections.

Figure 64. Photo of a sediment section from the 118.5 cmbsf horizon, core KD12-03-10c

In the next anomalous horizon of 170 cmbsf (Figure 65), interlayers are enriched with fragments of quartz and plagioclase and also have a structure characteristic of tuffites. Hornblende, ore minerals, iron hydroxides, glauconite, carbonate crystals are noted spotted here, but, which is especially important, monoclinic pyroxenes also appear and a fragment of phosphate is noted.

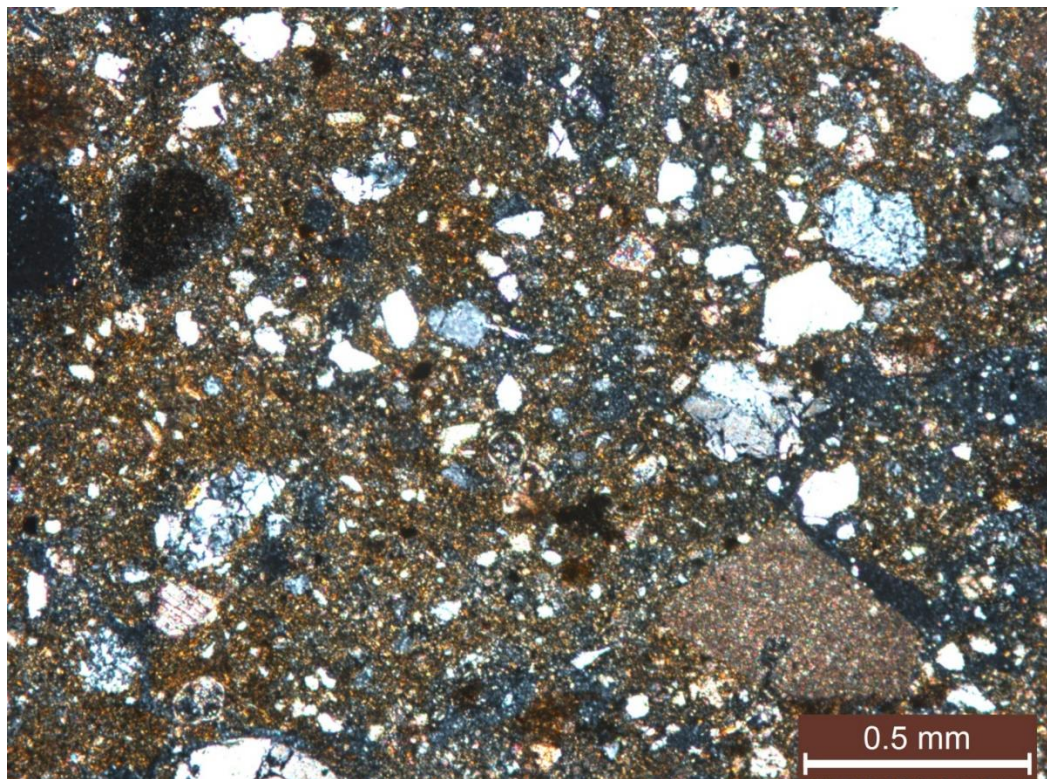
In the horizontal section of 175 cmbsf, fauna is noted only in single characters. Among the fragments, in addition to those described in the vertical section, chalcedony-like quartz was observed (most likely, this is recrystallized glass).

The next anomalous horizon is 175 cmbsf (Figure 66), the groundmass is represented by tuffite, the fragments are not sorted by size and roundness. There are curved tephra shards. there are noticeably more angular tephra shards up to 0.5 mm in size than in the bulk of the core. The following fragments are also typical for these horizons: hornblende, ore minerals, iron hydroxides, glauconite, calcite, and, the most importantly, higher content of clinopyroxene.



Polarizing microscope. Nicoli X. Vertical thin sections.

Figure 65. Photo of a sediment section from the 170 cmbsf horizon, core KD12-03-10c

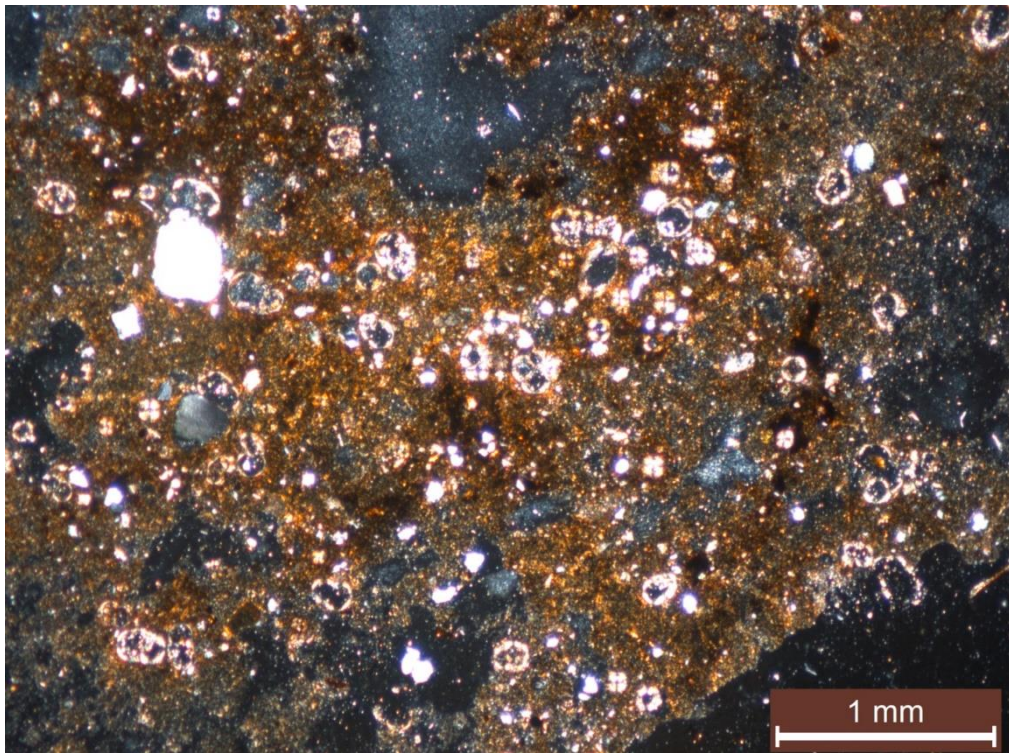


Polarizing microscope. Nicoli X. Vertical thin sections.

Figure 66. Photo of a sediment section from the 175 cmbsf horizon, core KD12-03-10c

For the underlying sediments, beyond the anomalous horizons, a pronounced reddish-brown color is again characteristic, the groundmass is ferruginous, and the sediment is saturated with foraminifers (Figure 67). Dolomite crystals are noted.

Thus, most of the sediments in core KD-12-03-10c are represented by biogenic silts with inclusions of unsorted quartz and plagioclase fragments. At the same time, interlayers with fragments of quartz and plagioclase with a tuffite structure are observed in the section, in which the fauna is noted in single characters or is absent, and the cement is always lighter and more transparent. In the biogenic sediment with foraminifers, the cement is always darker, saturated reddish brown, and translucent. The presence of tuffite layers indicates the periodic activity of volcanoes and the explosive nature of their eruptions.



Polarizing microscope. Nicoli X. Vertical thin sections.

Figure 67. Photo of a sediment section from the 180 cmbsf horizon, core KD12-03-10c

The detail analysis of core KD12-03-10c showed that the most pronounced episode took place 1.09 Ma ago (Figure 62). This is very close to the time of formation of the caldera (≈ 1 Ma) derived from the rift valley width at the caldera

floor and average spreading rate of the Gakkel Ridge. The explosion episode and volcanic activity that led to the formation of the caldera may be a key to explain why the Gakkel Ridge rift valley in the eastern part of the Eurasian Basin is located in the south-western flank of the Ridge. This is clearly seen on the modern topography map of the Arctic Ocean (Figure 59), and indicates a recent jump of spreading axis [170].

Magnetic susceptibility measurements of the cubic samples resampled from u-channel samples of core PS72/396-5 showed a magnetic susceptibility peak at 204 cm (Fig.26), according to the constructed magnetostratigraphy, located at the level of the Jaramillo Subchron. This age just corresponds to the anomalous peak at 170 cmbsf. Cores PS87/023-1 and PS87/074-3 also show high peaks at depths of about 2 cmbsf, after which such extreme values are no longer observed again.

Core PS72/396-5 also shows several peaks of magnetic susceptibility at 2 meters. At the same time, the magnetostratigraphic reference of both peaks, identified by two cores, is approximately within the same age, approximately 1.2-1.4 million years.

Thus, in the Arctic Ocean in the Pliocene-Quaternary, several episodes of volcanic activity were established, accompanied by the deposition of thin layers of volcanogenic (tephra) sediments, which differ significantly in magnetic properties from the enclosing strata.

CONCLUSION

The study of marine sediments taken in different parts of the deep part of the Arctic Ocean made it possible to trace and compare the conditions of sedimentation in the region of the Central Arctic Elevations Complex. The obtained average sedimentation rates for the Mendeleev Ridge are 1–2 mm/kyr up to the Pliocene, increasing across the Podvodnikov Basin to the Lomonosov Ridge up to 4 m/kyr.

The applied complex for sampling and further measurements and processing made it possible to obtain high-resolution paleomagnetic data, which were supported by rock-magnetic experiments and radioisotope dating.

The studies have also provided insight into a widely used preliminary age model for the cores taken during the cruise of the RV *Polarstern* to the area of the Mendeleev Ridge, previously lacked reliable stratigraphic tie points. Thus, that established model of magnetostratigraphic age requires a revision of the chronology and, consequently, paleogeographical interpretation. For example, pronounced coarser-grained layers (standard Arctic lithological units C, F, H, etc.) in the cores from the Mendeleev Ridge, associated with dolomite peaks, which were previously attributed to coarse glaciations in MIS-6, -8, -10, -12, and -16 now indicate frequent earlier oscillations of the northern boundary of the Laurentian Ice Sheet, starting at standard lithological unit C (ca. 1.8 Ma).

At the same time, a comparative study of sediments from the Mendeleev Ridge with sediments from the Lomonosov Ridge and from the Podvodnikov Basin provided the necessary perspective to identify common patterns and, most importantly, differences in the paleomagnetic characteristics of these areas, which in turn confirmed the heterogeneity of sedimentation conditions in different areas. Arctic Ocean.

REFERENCES

In Russian

1. Vodyanitsky Yu. N., Kirillova N. P. Using the CIE-L* a* b* system to characterize soil color. // Soil science. – 2016. – №. 11. – pp. 1337-1346. In Russian.
2. Gusev E.A., Kuznetsov A.B., Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Stepanova A.Yu., Novikhina E.S. The rate and conditions of accumulation of late Cenozoic sediments of the Mendeleev Rise: Sr-isotope and $\delta^{18}\text{O}$ -chemostratigraphy // Dokl. Earth Sc. – 2017. – Vol. 473. – № 3. – pp. 336-340. In Russian.
3. Zhamoida, A. I., Kovalevsky, O. P., Koren, T. N., Margulis, L. S., Predtechensky, N. P., Rublev, A. G., ... & Shkatova, V. K. Additions to the stratigraphic code of Russia // St. Petersburg, VSEGEI Publishing House. – 2000. – Vol. 112. In Russian.
4. Krylov A.A., Shilov V.V., Andreeva I.A., Mirolubova E.S. Stratigraphy and accumulation conditions of Upper Quaternary sediments in the northern part of the Mendeleev Ridge (Amerasian basin of the Arctic Ocean) // Problems of the Arctic and Antarctic. – 2011. – Vol.88. – № 2. – pp. 7-22. In Russian.
5. Kochegura, V.V. The use of paleomagnetic methods in the geological survey of the shelf // Methodical manual for geological survey of the scale. – 1992. – Vol. 1. – No. 50. – pp. 143. In Russian.
6. Kuznetsov V. Yu., Maksimov FE Quaternary geochronometry methods in paleogeography and marine geology. – 2012. In Russian.
7. Levitan M. A. Pleistocene deposits of the world ocean. – 2021.
8. Levitan M.A. Sedimentation rates of sediments of the last five marine isotope stages in the Arctic Ocean // Oceanology. – 2015. – Vol. 55. – No. 3. – pp. 470-470. In Russian.
9. Levitan M.A., Stein R. History of sedimentation rates in the Arctic Ocean over the past 130 thousand years // GEOS. 2007, pp. 224–226. In Russian.

10. Levitan M.A., Syromyatnikov K.V., Kuzmina T.G. Some lithological and geochemical features of modern and Quaternary sedimentation in the Arctic Ocean // GEOCHEMISTRY. – 2012. – No. 7. pp. – 627–643. In Russian.
11. Linkova T.I. Paleomagnetism of the Upper Cenozoic sediments of the World Ocean. – Nauka, 1984. In Russian.
12. Lisitsyn A.P. A new type of sedimentogenesis in the Arctic - marine ice, new approaches to the study of processes // Geology and Geophysics. – 2010. – Vol. 51. – No. 1. – pp. 18-60. In Russian.
13. Lisitsyn A.P. Ice sedimentation in the World Ocean. – 1994. In Russian.
14. Lisitsyn A.P. Processes of oceanic sedimentation. – 1978. In Russian
15. Minyuk, P. S., Tyukova, E. E., Subbotnikova, T. V., Kazansky, A. Yu., & Fedotov, A. P. Thermal capping of natural iron sulfides in northeastern Russia // Geology and Geophysics. – 2013. – T. 54. – No. 4. – pp. 601-614. In Russian.
16. Morozov A.F., Petrov O.V., Shokalsky S.P., Kashubin S.N., Kremenetsky A.A., Shkatov M.Yu., Kaminsky V.D., Gusev E.A., Griukov G E., Rekant P. V., Shevchenko S. S., Sergeev S. A., Shatov V. V. New geological data substantiating the continental nature of the region of the Central Arctic uplifts // Regional geology and metallogeny. – 2013. – Vol. 53. – pp. 34–55. In Russian.
17. Pakhalko A.G., Krylov A.A., Mirolubova E.S., Taldenkova E.E., Rekant P.V. The first finds of Pleistocene authigenic carbonate crusts (ACC) on the Mendeleev Rise, Arctic Ocean // V International Conference of Young Scientists and Specialists in memory of Academician A.P. Karpinsky VSEGEI, St. Petersburg. - 2017. - pp. 102-103. In Russian.
18. Pechersky D. M., Sokolov D. D. Paleomagnetology, petromagnetology and geology. Dictionary-reference book for neighbors by specialty // Access mode: <http://paleomag.ifz.ru>. – 2006. In Russian.
19. Piskarev A.L., Poselov V.A., Kaminsky V.D., Avetisov G.P., Butsenko V.V., Glebovsky V.Yu., Gusev E.A., Zholondz S.M., Kireev A A., Smirnov O.E., Firsov Yu.G., Zinchenko A.G., Pavlenkin A.D., Poselova L.G., Savin

V.A., Chernykh A.A., Elkina D.V. Arctic basin (geology and morphology). St. Petersburg: VNIIOkeangeologia. – 2017. – 291 p. In Russian

20. Piskarev A. L., Elkina D. V. The rate of Pliocene-Quaternary sedimentation in the region of the Mendeleev Ridge (Arctic Ocean) according to paleomagnetic study of bottom sediment cores // Karotazhnik. – 2014. – No. 5. – pp. 3-16. In Russian

21. Piskarev A.L., Andreeva I.A., Guskova E.G. Paleomagnetic data on the rate of sedimentation in the area of the Mendeleev Ridge (Arctic Ocean) // Oceanology. – 2013. – Vol. 53. – No. 4. – pp. 1–11. In Russian

22. Poselov V. A., Avetisov, G. P., Andreeva, I. A. et al. Russian Arctic geotraverses. – 2011. In Russian

23. Taldenkova, E. E., Nikolaev, S. D., Stepanova, A. Yu., Gusev, E. A., Rekant, P. V., Kuznetsov, A. B., ... & Novikhina, E. P. Stratigraphy and paleogeography of the Amerasian Basin of the Arctic in the Neopleistocene according to lithological and paleontological data // Bulletin of the Moscow University. Series 5. Geography. – 2016. – No. 6. – pp. 3-17. In Russian

24. Shevchenko V.P. Ice transfer of sedimentary matter in the Arctic // Leningrad School of Lithology. Proceedings of the All-Russian Lithological Conference dedicated to the 100th anniversary of the birth of L.B. Rukhina (St. Petersburg, September 25–29, 2012). T. I. St. Petersburg: St. Petersburg State University. – 2012. – pp. 147–149. In Russian

25. Shevchenko, V.P. Aerosols and sea ice, their role in polar sedimentogenesis in the Arctic // All-Russian Lithological Conference "Sedimentary Basins, Sedimentation and Postsedimentary Processes in the Geological History" Ros. acad. Sciences, Nauch. council on problems of lithology and sedimentary minerals at ONZ; Sib. Department, Inst. of Oil and Gas Geology and Geophysics. AA Trofimuka, Novosibirsk. – 2013. – Vol. 3. – pp. 277-280. In Russian

26. Shevchenko V.P. The role of eolian and ice transport of matter in modern sedimentation in the Arctic // Conceptual problems of lithological research

in Russia. Proceedings of the 6th All-Russian Lithological Meeting (Kazan, September 26–30, 2011). T. II. Kazan: Kazan University. – 2011. – pp. 476–480.

27. Khramov A.N., Goncharov G.I., Komissarova R.A., Pisarevsky S.A., Pogarskaya I.A., Rzhevsky Yu.S., Rodionov V.P., Slautsitsais I.P. Paleomagnetology. – M.: Nedra, 1982. – 312 p. In Russian

28. Elkina D.V., Piskarev A.L. Paleomagnetic data on bottom sediment cores from the region of the Central Arctic Uplifts: Mendeleev Rise–Podvodnikov Basin–Lomonosov Ridge //Geology of Seas and Oceans: Proceedings of the XXIV International Scientific Conference (School) on Marine Geology. T. IV.–M.: IO RAN, 2021.–355 p. - 2021. - T. 15. – pp. 172. In Russian

In English

29. Adler, R. E., Polyak, L., Ortiz, J. D., Kaufman, D. S., Channell, J. E., Xuan, C., ... & Crawford, K. A. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge //Global and Planetary Change. – 2009. – T. 68. – №. 1-2. – C. 18-29.

30. Aksu A. E., Mudie P. J. Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 million years of Arctic Ocean sedimentation //Nature. – 1985. – T. 318. – №. 6043. – C. 280-283.

31. Aksu A. E. Paleomagnetic stratigraphy of the CESAR cores //Geological Report on CESAR: The Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean” (HR Jackson, PJ Mudie and SM Blasco, Eds.). – 1985. – C. 101-114.

32. Almeida T. P. et al. Magnetic characterization of synthetic titanomagnetites: Quantifying the recording fidelity of ideal synthetic analogs //Geochemistry, geophysics, geosystems. – 2014. – T. 15. – №. 1. – C. 161-175.

33. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 synthesis //Open Geosciences. – 2009. – T. 1. – №. 2. – C. 157-175.

34. Backman, J., Jakobsson, M., Løvlie, R., Polyak, L., & Febo, L. A. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? //Quaternary Science Reviews. – 2004. – T. 23. – №. 11-13. – C. 1435-1454.
35. Bazhenova E. Reconstruction of late Quaternary sedimentary environments at the southern Mendeleev Ridge (Arctic Ocean) : дис. – University of Bremen, 2012.
36. Behrends, M., 1999. Reconstruction of sea-ice drift and terrigenous sediment supply in the late Quaternary Heavy-mineral associations in sediments of the Laptev-Sea continental margin and the central Arctic Ocean. //Berichte zur Polarforschung. – № 310. – pp.164.
37. Bischof, J.F. and Darby, D.A. Mid-to late Pleistocene ice drift in the western Arctic Ocean: evidence for a different circulation in the past// Science. – 1997. – Vol. 277. – № 5322. – pp.74-78.
38. Bloemendal, J., King, J. W., Hall, F. R., & Doh, S. J. Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1992. – Vol. 97. – №. B4. –pp. 4361-4375.
39. Bloxham J., Gubbins D., Jackson A. Geomagnetic secular variation //Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. – 1989. – T. 329. – №. 1606. – C. 415-502.
40. Buchs, D. M., Cukur, D., Masago, H., & Garbe-Schönberg, D. Sediment flow routing during formation of forearc basins: Constraints from integrated analysis of detrital pyroxenes and stratigraphy in the Kumano Basin, Japan //Earth and Planetary Science Letters. – 2015. – T. 414. – C. 164-175.
41. Butler R. F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. – Boston: Blackwell Scientific Publications, 1992. – T. 319.
42. Cande S. C., Kent D. V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1995. – Vol. 100. – №. B4. – pp. 6093-6095.

43. Carter-Stiglitz B., Valet J.-P., LeGoff M. Constraints on the acquisition of remanent magnetization in fine-grained sediments imposed by redeposition experiments // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2006. – Vol. 245. – № 1–2. – pp. 427–437.
44. Channell J. E. T., Xuan C. Self-reversal and apparent magnetic excursions in Arctic sediments // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2009. – T. 284. – №. 1-2. – C. 124-131.
45. Champion D. E., Lanphere M. A., Kuntz M. A. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* – 1988. – Vol. 93. – №. B10. – pp. 11667-11680.
46. Chulliat A. et al. What caused recent acceleration of the North magnetic pole drift? // *Eos, Transactions American Geophysical Union.* – 2010. – Vol. 91. – №. 51. – pp. 501-502.
47. Clark, D. L., Kowallis, B. J., Medaris, L. G., & Deino, A. L. Orphan Arctic Ocean metasediment clasts: Local derivation from Alpha Ridge or pre-2.6 Ma ice rafting? // *Geology.* – 2000. – Vol. 28. – №. 12. – pp. 1143-1146.
48. Clark D. L. The Pliocene record in the central Arctic Ocean // *Marine Micropaleontology.* – 1996. – Vol. 27. – №. 1-4. – pp. 157-164.
49. Clark D. L. et al. Correlation of marine and continental glacial and interglacial events, Arctic Ocean and Banks Island // *Nature.* – 1984. – Vol. 311. – №. 5982. – pp. 147-149.
50. Clark D. L., Hanson A. Central Arctic Ocean sediment texture: a key to ice transport mechanisms // *Glacial-marine sedimentation.* – 1983. – pp. 301-330.
51. Clark, D. L., Vincent, J. S., Jones, G. A., & Morris, W. A. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean. – Geological Society of America, 1980. – Vol. 181.
52. Clark D.L. Magnetic Reversals and Sedimentation Rates in the Arctic Ocean // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1970. – Vol. 81. – № 10. – p. 3129.

53. Clark D. L. Paleoecology and sedimentation in part of the Arctic Basin //Arctic. – 1969. – Vol. 22. – №. 3. – pp. 233-245.
54. Cronin, T. M., Smith, S. A., Eynaud, F., O'Regan, M., & King, J. Quaternary paleoceanography of the central arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages //Paleoceanography. – 2008. – Vol. 23. – №. 1.
55. Darby, D. A., Myers, W. B., Jakobsson, M., & Rigor, I. Modern dirty sea ice characteristics and sources: The role of anchor ice //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Vol. 116. – №. C9.
56. Darby D. A., Bischof J. F. A Holocene record of changing Arctic Ocean ice drift analogous to the effects of the Arctic Oscillation //Paleoceanography. – 2004. – Vol. 19. – №. 1.
57. Darby D. A. Sources of sediment found in sea ice from the western Arctic Ocean, new insights into processes of entrainment and drift patterns //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2003. – Vol. 108. – №. C8.
58. Darby, D. A., Bischof, J. F., Spielhagen, R. F., Marshall, S. A., & Herman, S. W.. Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene //Paleoceanography. – 2002. – Vol. 17. – №. 2. – pp. 15-1-15-17.
59. Darby D. A. et al. Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean //The Arctic seas: climatology, oceanography, geology, and biology. – 1989. – pp. 657-720.
60. Day R., Fuller M., Schmidt V. A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence //Physics of the Earth and planetary interiors. – 1977. – Vol. 13. – №. 4. – pp. 260-267.
61. De Santis A. How persistent is the present trend of the geomagnetic field to decay and, possibly, to reverse? //Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2007. – Vol. 162. – №. 3-4. – pp. 217-226.

62. Dearing J. Magnetic susceptibility //Environmental magnetism: A practical guide. – 1999. – pp. 35-62.
63. deMenocal P.B., Ruddiman W.F., Kent D. V. Depth of post-depositional remanence acquisition in deep-sea sediments: a case study of the Brunhes-Matuyama reversal and oxygen isotopic Stage 19.1 // Earth Planet. Sci. Lett. – 1990. – Vol. 99. – № 1–2. – pp. 1–13.
64. Dethleff D., Kuhlmann G. Fram Strait sea-ice sediment provinces based on silt and clay compositions identify Siberian Kara and Laptev seas as main source regions // Polar Research. – 2010. – Vol. 29. – № 3. – pp. 265–282.
65. Dipre, G. R., Polyak, L., Kuznetsov, A. B., Oti, E. A., Ortiz, J. D., Brachfeld, S. A., ... & Cook, A. E. Plio-Pleistocene sedimentary record from the Northwind Ridge: new insights into paleoclimatic evolution of the western Arctic Ocean for the last 5 Ma //arktos. – 2018. – Vol. 4. – pp. 1-23.
66. Dong, L., Liu, Y., Shi, X., Polyak, L., Huang, Y., Fang, X., ... & Wang, X. Sedimentary record from the Canada Basin, Arctic Ocean: implications for late to middle Pleistocene glacial history //Climate of the Past. – 2017. – Vol. 13. – №. 5. – pp. 511-531.
67. Dudzisz, K., Szaniawski, R., Michalski, K., & Manby, G. Applying the anisotropy of magnetic susceptibility technique to the study of the tectonic evolution of the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt //Polar Research. – 2016. – Vol. 35. – №. 1. – pp. 31683.
68. Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2002. – Vol. 107. – №. B3. – pp. EPM 4-1-EPM 4-22.
69. Dunlop D. J., Özdemir Ö. Rock magnetism: fundamentals and frontiers. – Cambridge university press, 2001. – №. 3.

70. Egli R., Chen, A.P., Winklhofer, M., Kodama, K.P. and Horng, C.S. Detection of noninteracting single domain particles using first-order reversal curve diagrams // *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. – 2010 – Vol.11. – № 1.
71. Elkina, D. Paleomagnetic and rock magnetic data of sediment core PS72/396-5//PANGAEA, <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.949227>
72. Elkina, D., Frederichs, T., Geibert, W., Matthiessen, J., Niessen, F., Piskarev, A., & Stein, R. New paleomagnetic data on marine sediments from the Central Arctic Ocean //EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2020. – pp. 21920.
73. Elkina D.V., Petrova V.I., Piskarev A.L., Andreeva I.A. Pliocene-Pleistocene Sedimentation// *Geologic Structures of the Arctic Basin*. – Springer, Cham, 2019. – pp. 327-364..
74. Elkina D., Piskarev A. Comparative Paleomagnetic Study of the Quaternary-Pliocene Sedimentation Rates in the Arctic Basin: First Results //AGU Fall Meeting Abstracts. – 2017. – Vol. 2017. – pp. GP33B-0978.
75. Elkina, D. Pliocene-Quaternary sedimentation rates on the Mendeleev Ridge, the Arctic Ocean: Paleomagnetic studies, *Open Transactions on Geosciences*. – 2014. –Vol. 1, № 3. - pp.12-21.
76. Elkina D. Paleomagnetic Studies of Marine Sediments for Evaluation of Sedimentation Rates on the Mendeleev Ridge, Arctic Ocean //AGU Fall Meeting Abstracts. – 2014.
77. Elkina D. Pliocene-Quaternary Sedimentation Rates of the Mendeleev Ridge: Paleomagnetic Studies: дис. – Saint-Petersburg State University; University of Hamburg, 2013.
78. England J. H., Furze M. F. A., Doupe J. P. Revision of the NW Laurentide Ice Sheet: implications for paleoclimate, the northeast extremity of Beringia, and Arctic Ocean sedimentation //Quaternary Science Reviews. – 2009. – Vol. 28. – №. 17-18. – pp. 1573-1596.

79. Fagel, N., Not, C., Gueibe, J., Mattielli, N., & Bazhenova, E. Late Quaternary evolution of sediment provenances in the Central Arctic Ocean: mineral assemblage, trace element composition and Nd and Pb isotope fingerprints of detrital fraction from the Northern Mendeleev Ridge // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – Vol. 92. – pp. 140-154.
80. Frederichs T. Regional and temporal variations of rock magnetic parameters in Arctic marine sediments // *Berichte zur Polarforschung*. – 1995. – Vol. 164. – pp. 1-212.
81. Gard G. Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice-free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean // *Geology*. – 1993. – Vol. 21. – №. 3. – pp. 227-230.
82. Geocap 7.1.1 for Windows. – 2015. <http://www.geocap.no/>
83. Geibert, W., Matthiessen, J., Stimac, I., Wollenburg, J., & Stein, R. Glacial episodes of a freshwater Arctic Ocean covered by a thick ice shelf // *Nature*. – 2021. – Vol. 590. – №. 7844. – pp. 97-102.
84. Geibert, W., Matthiessen, J., Stimac, I., Wollenburg, J., & Stein, R. Thorium and Uranium in sediment core PS72/396-5 // *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.914622>, In: Geibert, W et al. (2020): 230Th excess, U isotopes, elemental data together with microfossil data and their stable isotopes. *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.914629>
85. Gilder S. A., LeGoff M. Pressure dependence on the magnetic properties of titanomagnetite using the reversible susceptibility method // *Advances in high-pressure technology for geophysical applications*. – Elsevier, 2005. – pp. 315-335.
86. Glebovsky V.Y., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // *Geotectonics*. – 2006. – Vol. 4. – pp. 21 – 42.

87. Gorbarenko, S.A., Nürnberg, D., Derkachev, A.N., Astakhov, A.S., Southon, J.R. and Kaiser, A. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // *Marine Geology*. – 2002. – Vol. 183. – № 1. – pp.107-129.
88. Gradstein F. M. et al. (ed.). *Geologic time scale 2020*. – Elsevier, 2020.
89. Grantz A. et al. Bedrock cores from 89° North: Implications for the geologic framework and Neogene paleoceanography of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // *Geological Society of America Bulletin*. – 2001. – Vol. 113. – №. 10. – pp. 1272-1281.
90. Grantz A. et al. Character, paleoenvironment, rate of accumulation, and evidence for seismic triggering of Holocene turbidites, Canada Abyssal Plain, Arctic Ocean // *Marine Geology*. – 1996. – Vol. 133. – №. 1-2. – pp. 51-73.
91. Gusev, E. A., Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Y., Basov, V. A., Novikhina, E. S., Kupriyanova, N. V., ... & Zherebtsov, I. E.. Stratigraphy of bottom sediments in the Mendeleev Ridge area (Arctic Ocean) // *Doklady Earth Sciences*. – Springer Nature BV, 2013. – Vol. 450. – №. 2. – pp. 602.
92. Guyodo Y., Channell J. E. T., Thomas R. G. Deconvolution of u-channel paleomagnetic data near geomagnetic reversals and short events // *Geophysical Research Letters*. – 2002. – Vol. 29. – №. 17. – pp. 26-1-26-4.
93. Haines G. V., Newitt L. R. The Canadian Geomagnetic Reference Field 1995 // *Journal of geomagnetism and geoelectricity*. – 1997. – Vol. 49. – №. 2. – pp. 317-336.
94. Harrison R. J., Feinberg J. M. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2008. – Vol. 9. – №. 5.
95. Herman Y., Osmond J. K., Somayajulu B. L. K. Late Neogene Arctic paleoceanography: micropaleontology, stable isotopes, and chronology // *The Arctic Seas*. – Springer, Boston, MA, 1989. – pp. 581-655.

96. Herman Y. Arctic Ocean sediments, microfauna, and the climatic record in late Cenozoic time // *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*. – Springer, Berlin, Heidelberg, 1974. – pp. 283-348.
97. Herman Y. Arctic paleo-oceanography in late Cenozoic time // *Science*. – 1970. – Vol. 169. – №. 3944. – pp. 474-477.
98. Herman Y. Arctic Ocean Quaternary microfauna and its relation to paleoclimatology // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1969. – Vol. 6. – pp. 251-276.
99. Heslop D. A wavelet investigation of possible orbital influences on past geomagnetic field intensity // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2007. – Vol. 8. – № 3.
100. Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., de Vernal, A., Maccali, J., Cuny, K., Jacobel, A., et al. A new chronology of late quaternary sequences from the central Arctic Ocean based on “extinction ages” of their excesses in ^{231}Pa and ^{230}Th . // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2017. – Vol. 18. – №12. – pp. 4573-4585. <https://doi.org/10.1002/2017gc007050>.
101. Hulot, G., Eymin, C., Langlais, B., Manda, M., & Olsen, N. Small-scale structure of the geodynamo inferred from Oersted and Magsat satellite data // *Nature*. – 2002. – Vol. 416. – №. 6881. – pp. 620-623.
102. Hunkins, K., Be, A. W., Opdyke, N. D., & Mathieu, G. The late Cenozoic history of the Arctic Ocean // *The late Cenozoic glacial ages*. – 1971. – pp. 215-237.
103. Hunkins K. et al. Arctic paleo-oceanography in late cenozoic time // *Science*. – 1971. – Vol. 174. – №. 4012. – pp. 962-963. <https://doi.org/10.1126/science.174.4012.962>
104. Irving E., Major A. Post-depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment // *Sedimentology*. – 1964. – Vol. 3. – № 2. – pp. 135–143.
105. Jang, K., Han, Y., Huh, Y., Nam, S. I., Stein, R., Mackensen, A., & Matthiessen, J. Glacial freshwater discharge events recorded by authigenic

neodymium isotopes in sediments from the Mendeleev Ridge, western Arctic Ocean //Earth and Planetary Science Letters. – 2013. – Vol. 369. – pp. 148-157.

106. Jackson A., Jonkers A. R. T., Walker M. R. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records //Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2000. – vol. 358. – №. 1768. – pp. 957-990.

107. Jakobsson M. et al. The international bathymetric chart of the Arctic Ocean version 4.0 //Scientific data. – 2020. – Vol. 7. – №. 1. – pp. 1-14.

108. Jakobsson, M., Nilsson, J., Anderson, L., Backman, J., Björk, G., Cronin, T. M., ... & Semiletov, I. Evidence for an ice shelf covering the central Arctic Ocean during the penultimate glaciation //Nature Communications. – 2016. – Vol. 7. – №. 1. – pp. 1-10.

109. Jakobsson, M., Andreassen, K., Bjarnadóttir, L.R., Dove, D., Dowdeswell, J.A., England, J.H., Funder, S., Hogan, K., Ingólfsson, Ó., Jennings, A. and Larsen, N.K Arctic Ocean glacial history //Quaternary Science Reviews. – 2014. – Vol. 92. – pp. 40-67.

110. Jakobsson, M., Mayer, L., Coakley, B., Dowdeswell, J. A., Forbes, S., Fridman, B., et al. The international bathymetric chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 3.0 //Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39. – №. 12.

111. Jakobsson M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean //Global and Planetary change. – 2001. – Vol. 31. – №. 1-4. – pp. 1-22.

112. Jakobsson, M., Løvlie, R., Al-Hanbali, H., Arnold, E., Backman, J., & Mörrth, M. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // Geology. – 2000. – Vol. 28. – №. 1. – pp. 23-26.

113. Jones G. A. The central Arctic Ocean sediment record: Current progress in moving from a litho- to a chronostratigraphy //Polar Research. – 1987. – Vol. 5. – №. 3. – pp. 309-311.

114. Johnson E.A., Murphy T., Torreson O.W. Pre-history of the Earth's magnetic field // J. Geophys. Res. – 1948. – Vol. 53. – № 4. – pp. 349.
115. Jokat W. The expedition of the research vessel "Polarstern" to the Arctic in 2008 (ARK-XXIII/3). – 2009. [https://doi.org/ 10.2312/BzPM_0597_2009](https://doi.org/10.2312/BzPM_0597_2009)
116. Jokat W. et al. Expedition gives fresh view of central Arctic geology // Eos, Transactions American Geophysical Union. – 1999. – Vol. 80. – №. 40. – pp. 465-473. <https://doi.org/10.1029/EO080i040p00465-01>
117. Kaufman D. S. et al. Dating late Quaternary planktonic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma* from the Arctic Ocean using amino acid racemization // Paleceanography. – 2008. – Vol. 23. – №. 3.
118. Kent D. V. Post-depositional Remanent Magnetisation in Deep-sea Sediment // Nature. – 1973. – Vol. 246. – № 5427. – pp. 32–34.
119. King R.F. The remanent magnetism of artificially deposited sediments // Geophys. J. Int. – 1955. – Vol. 7. – № 5. – pp. 115–134.
120. Kirschvink J. L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophysical Journal International. – 1980. – Vol. 62. – №. 3. – pp. 699-718.
121. Kostrov, A. (2007). Magnetic properties, low-temperature. In Gubbins D., Herrero-Bervera E. (ed.). Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism. – Springer Science & Business Media, 2007.
122. Kostrov A. Low-temperature magnetization and AC susceptibility of magnetite: effect of thermomagnetic history // Geophysical Journal International. – 2003. – Vol. 154. – №. 1. – pp. 58-71.
123. Kostrov A. A., Perrin M. Paleomagnetism of the Lesotho basalt, southern Africa // Earth and Planetary Science Letters. – 1996. – Vol. 139. – №. 1-2. – pp. 63-78.
124. Ku T. L. An evaluation of the U234/U238 method as a tool for dating pelagic sediments // Journal of Geophysical Research. – 1965. – Vol. 70. – №. 14. – pp. 3457-3474.

125. Langereis C. G. et al. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes // *Geophysical Journal International*. – 1997. – Vol. 129. – №. 1. – pp. 75-94.
126. Lisé-Pronovost A. et al. Paleomagnetic constraints on the Holocene stratigraphy of the Arctic Alaskan margin // *Global and Planetary Change*. – 2009. – Vol. 68. – №. 1-2. – pp. 85-99.
127. Lisitzin A. P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean: recent and past. – Springer Science & Business Media, 2002.
128. Liu, J., Shi, X., Liu, Y., Liu, Q., Liu, Y., Zhang, Q., et al. A thick negative polarity anomaly in a sediment core from the central arctic ocean: geomagnetic excursion versus reversal // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2019. – Vol. 124. – №. 11. – pp. 10687-10703
129. Liu, Q., Roberts, A. P., Rohling, E. J., Zhu, R., & Sun, Y. Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. – Vol. 275. – № 1–2. – pp. 102–110.
130. Løvlie, R., Markussen, B., Sejrup, H. P., & Thiede, J. Magnetostratigraphy in three Arctic Ocean sediment cores; arguments for geomagnetic excursions within oxygen-isotope stage 2–3 // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1986. – Vol. 43. – № 2. – pp. 173–184.
131. Lurcock P. C., Wilson G. S. PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2012. – Vol. 13. – №. 6.
132. Macdonald, R. W., Harner, T., Fyfe, J., Loeng, H., & Weingartner, T. (2003). AMAP Assessment 2002: The Influence of Global Change on Contaminant Pathways to, within, and from the Arctic. – Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2003.

133. Marincovich L., Gladenkov A. Y. Evidence for an early opening of the Bering Strait // *Nature*. – 1999. – Vol. 397. – №. 6715. – pp. 149-151.
<https://doi.org/10.1038/16446>
134. ^aMatthiessen, J. Linescanner images of sediment core PS72/396-5 // Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA. – 2013. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.817507>.
135. ^bMatthiessen, J. Linescanner images of sediment core PS72/410-3. // Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA. – 2013
<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.817510>
136. Matthiessen J., Knies, J., Nowaczyk, N. R., & Stein, R.. Late Quaternary dinoflagellate cyst stratigraphy at the Eurasian continental margin, Arctic Ocean: indications for Atlantic water inflow in the past 150,000 years // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 31. – №. 1-4. – pp. 65-86.
137. Merrill R. T., McElhinny M. W., McFadden P. L. The magnetic field of the earth: paleomagnetism, the core, and the deep mantle. – Academic Press, 1998. – Vol. 63.
138. Minicucci D. A., Clark D. L. A Late Cenozoic stratigraphy for glacial-marine sediments of the eastern Alpha Cordillera, central Arctic Ocean // *Glacial-marine sedimentation*. – Springer, Boston, MA, 1983. – pp. 331-365.
139. Mitra R., Tauxe L. Full vector model for magnetization in sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2009. – Vol. 286. – № 3–4. – pp. 535–545.
140. Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W. and Kaminski, M. The cenozoic palaeoenvironment of the arctic ocean // *Nature*. – 2006 Vol. 441. – № 7093. – pp. 601-605.
141. Morris T. H., Clark D. L., Blasco S. M. Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: A Pleistocene stratigraphy for the North Pole // *Geological Society of America Bulletin*. – 1985. – Vol. 96. – №. 7. – pp. 901-910.

142. Nagata T. Rock Magnetism. – 1961. – 350 p.
143. Newitt, L. R., Manda, M., McKee, L. A., & Orgeval, J. J. Recent acceleration of the north magnetic pole linked to magnetic jerks //Eos, Transactions American Geophysical Union. – 2002. – Vol. 83. – №. 35. – pp. 381-389.
144. Niessen, F., Hong, J. K., Hegewald, A., Matthiessen, J., Stein, R., Kim, H., ... & Kang, S. H. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin //Nature Geoscience. – 2013. – Vol. 6. – №. 10. – pp. 842-846.
145. Nørgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R.F., Thiede, J. and Kassens, H., Central Arctic surface ocean environment during the past 80,000 years // Paleooceanography. – 1998. – Vol.13. – № 2. – pp. 193-204.
146. Not C., Hillaire-Marcel C. Time constraints from ^{230}Th and ^{231}Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequences from the Arctic Ocean: an example from the northern Mendeleev Ridge //Quaternary Science Reviews. – 2010. – Vol. 29. – №. 25-26. – pp. 3665-3675.
147. Nowaczyk N. R. Detailed study on the anisotropy of magnetic susceptibility of arctic marine sediments //Geophysical Journal International. – 2003. – Vol. 152. – №. 2. – pp. 302-317.
148. Nowaczyk, N. R., Antonow, M., Knies, J., & Spielhagen, R. F. Further rock magnetic and chronostratigraphic results on reversal excursions during the last 50 ka as derived from northern high latitudes and discrepancies in precise AMS ^{14}C dating //Geophysical Journal International. – 2003. – Vol. 155. – №. 3. – pp. 1065-1080.
149. Nowaczyk, N. R., Frederichs, T. W., Kassens, H., Nørgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R. F., Stein, R., & Weiel, D. Sedimentation rates in the Makarov Basin, central Arctic Ocean: A paleomagnetic and rock magnetic approach //Paleoceanography. – 2001. – Vol. 16. – №. 4. – pp. 368-389.
150. Nowaczyk N. R., Knies J. Magnetostratigraphic results from the eastern Arctic Ocean: AMS ^{14}C ages and relative palaeointensity data of the Mono Lake

and Laschamp geomagnetic reversal excursions // *Geophysical Journal International*. – 2000. – Vol. 140. – №. 1. – pp. 185-197.

151. Nowaczyk, N. R., Frederichs, T. W., Eisenhauer, A., & Gard, G. Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ka of the Brunhes Chron // *Geophysical Journal International*. – 1994. – Vol. 117. – №. 2. – pp. 453-471.

152. Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al. Sediments in Arctic sea ice — entrainment, transport and release // *Marine Geology*. – 1994. – Vol. 119. – pp. 185–214.

153. Oda H., Xuan C. Deconvolution of continuous paleomagnetic data from pass-through magnetometer: A new algorithm to restore geomagnetic and environmental information based on realistic optimization // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2014. – Vol. 15. – №. 10. – pp. 3907-3924.

154. Ogg J. G. Geomagnetic polarity time scale // *Geologic time scale 2020*. – Elsevier, 2020. – pp. 159-192.

155. Olsen N., Manda M. Will the magnetic North Pole move to Siberia? // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 2007. – Vol. 88. – №. 29. – pp. 293-293.

156. Olson P., Aurnou J. A polar vortex in the Earth's core // *Nature*. – 1999. – Vol. 402. – №. 6758. – pp. 170-173.

157. Opdyke N.D., Henry K.W. A test of the dipole hypothesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1969. – Vol. 6. – № 2. – pp. 139–151.

158. O'Regan M. et al. Calcareous nannofossils anchor chronologies for Arctic Ocean sediments back to 500 ka // *Geology*. – 2020. – Vol. 48. – №. 11. – pp. 1115-1119.

159. O'Regan, M., King, J., Backman, J., Jakobsson, M., Pälike, H., Moran, K., Heil, C., Sakamoto, T., Cronin, T.M. and Jordan, R.W. Constraints on the

Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge //Paleoceanography. – 2008. – Vol. 23. – №. 1.

160. Owens, P. N., Blake, W. H., Gaspar, L., Gateuille, D., Koiter, A. J., Lobb, D. A., ... & Woodward, J. C. Fingerprinting and tracing the sources of soils and sediments: Earth and ocean science, geoarchaeological, forensic, and human health applications //Earth-Science Reviews. – 2016. – Vol. 162. – pp. 1-23.

161. Özdemir Ö., Dunlop D. J. Hallmarks of maghemitization in low-temperature remanence cycling of partially oxidized magnetite nanoparticles //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2010. – Vol. 115. – №. B2.

162. Parés J. M. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks //Frontiers in Earth Science. – 2015. – Vol. 3. – pp. 4.

163. Park K. et al. Cyclostratigraphic age constraining for Quaternary sediments in the Makarov Basin of the western Arctic Ocean using manganese variability //Quaternary Geochronology. – 2020. – Vol. 55. – pp. 101021.

164. Parkinson C. L., Cavalieri D. J. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006 //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2008. – Vol. 113. – №. C7.

165. Peterson, B. J., Holmes, R. M., McClelland, J. W., Vorosmarty, C. J., Lammers, R. B., Shiklomanov, A. I., ... & Rahmstorf, S. Increasing river discharge to the Arctic Ocean //science. – 2002. – Vol. 298. – №. 5601. – pp. 2171-2173.

166. Philippe, É. G., Valet, J. P., St-Onge, G., & Thevarasan, A. Are paleomagnetic records from U-channels appropriate for studies of reversals and excursions? //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2018. – Vol. 19. – №. 11. – pp. 4130-4142.

167. Phillips R. L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic //Marine Geology. – 2001. – Vol. 172. – №. 1-2. – pp. 91-115.

168. Phillips R. L., Grantz A. Quaternary history of sea ice and paleoclimate in the Amerasia basin, Arctic Ocean, as recorded in the cyclical strata of Northwind Ridge //Geological Society of America Bulletin. – 1997. – Vol. 109. – №. 9. – pp. 1101-1115.
169. Pike C. R., Roberts A. P., Verosub K. L. Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves //Journal of Applied Physics. – 1999. – Vol. 85. – №. 9. – pp. 6660-6667.
170. Piskarev A. L., Kaminsky V. D., Poselov V.A., Kireev A. A., Savin V. A., Smirnov O. E., Bezumov D. V., Ovanesian G. I., and Elkina D. V. Morphology and Sedimentary Cover Structure of Long Segments of the Gakkel Ridge //Dokl. Earth Sc. – 2023. – Vol. 508. – №. 1. – pp. 1—5. DOI 10.1134/s1028334x22601791
171. Piskarev A. L. et al. Structure of the Laptev Sea Shelf–Eurasian Basin Transition Zone (Arctic Ocean) //Geotectonics. – 2018. – Vol. 52. – №. 6. – pp. 589-608.
172. Piskarev A.L., Elkina, D. V. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // Scientific Reports. – 2017. –7.
173. Polyak, L., Best, K. M., Crawford, K. A., Council, E. A., & St-Onge, G. Quaternary history of sea ice in the western Arctic Ocean based on foraminifera //Quaternary Science Reviews. – 2013. – Vol. 79. – pp. 145-156.
174. Polyak L., Bischof, J., Ortiz, J. D., Darby, D.A., Channell, J. E. T., Xuan, C., Kaufman, D.S., Løvlie, R., Schneider, D.A., Eberl, D.D., Adler R.E., Council, E.A.. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. – 2009. – Vol. 68.
175. Poore R. Z., Phillips R. L., Rieck H. J. Paleoclimate record for Northwind ridge, western Arctic Ocean //Paleoceanography. – 1993. – Vol. 8. – №. 2. – pp. 149-159.
176. Poselov V.A., Butsenko V.V., Kireev A.A., Smirnov O.E., Zholondz S.M. Seismic Stratigraphy of Sedimentary Cover //Geologic Structures of the Arctic Basin. – Springer, Cham, 2019. – pp. 71-104.

177. Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., Almeev, R., Avery, A.A., Carvallo, C., Chapman, T., Christeson, G.L., Ferré, E.C., Godard, M., Heaton, D.E., Kirchenbaur, M., Kurz, W., Kutterolf, S., Li, H.Y., Li, Y., Michibayashi, K., Morgan, S., Nelson, W.R., Prytulak, J., Python, M., Robertson, A.H.F., Ryan, J.G., Sager, W.W., Sakuyama, T., Shervais, J.W., Shimizu, K., and Whattam, S.A., 2015. Expedition 352 methods. In Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., and the Expedition 352 Scientists, Izu-Bonin-Mariana Fore Arc. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 352: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.352.102.2015>

178. Rigor I. G., Wallace J. M., Colony R. L. Response of sea ice to the Arctic Oscillation //Journal of Climate. – 2002. – T. 15. – №. 18. – C. 2648-2663. Roberts, A. P., Chang, L., Heslop, D., Florindo, F., & Larrasoña, J. C. Searching for single domain magnetite in the “pseudo-single-domain” sedimentary haystack: Implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2012. – Vol. 117. – №. B8.

179. Roberts, A. P., Heslop, D., Zhao, X., & Pike, C. R.. Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams //Reviews of Geophysics. – 2014. – Vol. 52. – №. 4. – pp. 557-602.

180. Roberts A. P., Tauxe L., Heslop D. Magnetic paleointensity stratigraphy and high-resolution Quaternary geochronology: successes and future challenges //Quaternary Science Reviews. – 2013. – Vol. 61. – pp. 1-16.

181. Roberts, A.P., Chang, L., Heslop, D., Florindo, F. and Larrasoña, J.C. Searching for single domain magnetite in the “pseudo-single-domain” sedimentary haystack: Implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2012. – Vol. 117. – №. B8.

182. Roberts A. P. High-resolution magnetic analysis of sediment cores: strengths, limitations and strategies for maximizing the value of long-core magnetic

data //Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2006. – Vol. 156. – №. 3-4. – pp. 162-178.

183. Roberts A. P., Pike C. R., Verosub K. L. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2000. – Vol. 105. – №. B12. – pp. 28461-28475.

184. Rochette P., Jackson M., Aubourg C. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility //Reviews of Geophysics. – 1992. – Vol. 30. – №. 3. – pp. 209-226.

185. Schneider, D.A., Backman, J., Curry, W.B. and Possnert, G. Paleomagnetic constraints on sedimentation rates in the eastern Arctic Ocean //Quaternary Research. – 1996. – Vol. 46. – №. 1. – pp. 62-71.

186. Sellén, E., Jakobsson, M., Frank, M., & Kubik, P. W. Pleistocene variations of beryllium isotopes in central Arctic Ocean sediment cores //Global and Planetary Change. – 2009. – Vol. 68. – №. 1-2. – pp. 38-47.

187. Sellén E., Jakobsson M., Backman J. Sedimentary regimes in Arctic's Amerasian and Eurasian basins: clues to differences in sedimentation rates //Global and Planetary Change. – 2008. – Vol. 61. – №. 3-4. – pp. 275-284.

188. Sharma M., Basu A. R., Nesterenko G. V. Temporal Sr-, Nd-and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics //Earth and Planetary Science Letters. – 1992. – Vol. 113. – №. 3. – pp. 365-381.

189. Simon Q., St-Onge G., Hillaire-Marcel C. Late Quaternary chronostratigraphic framework of deep Baffin Bay glaciomarine sediments from high-resolution paleomagnetic data //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2012. – Vol. 13. – №. 11.

190. Snowball I., Loughheed B. C., O'Regan M. Quaternary Sediments in the Arctic Ocean: Towards Solving a Paleomagnetic Conundrum //AGU Fall Meeting Abstracts. – 2014. – Vol. 2014. – pp. GP21B-08.

191. Spielhagen, R. F., Baumann, K. H., Erlenkeuser, H., Nowaczyk, N. R., Nørgaard-Pedersen, N., Vogt, C., & Weiel, D. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23. – №. 11-13. – pp. 1455-1483.

192. Spielhagen, R. F., Bonani, G., Eisenhauer, A., Frank, M., Frederichs, T., Kassens, H., ... & Wachsner, M. Arctic Ocean evidence for late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets // *Geology*. – 1997. – Vol. 25. – №. 9. – pp. 783-786.

193. Stein, R., Fahl, K., Schreck, M., Knorr, G., Niessen, F., Forwick, M., Gebhardt, C., Jensen, L., Kaminski, M., Kopf, A. and Matthiessen, J. Evidence for ice-free summers in the late Miocene central Arctic Ocean // *Nature Communications*. – 2016. – Vol. 7. – №. 1. – pp. 1-13.

194. Stein, R. The Expedition PS87 of the Research Vessel Polarstern to the Arctic Ocean in 2014 // *Berichte zur Polar-und Meeresforschung — Reports on polar and marine research*. – 2015. – 688. – P. 273.

195. Stein R, Weller P, Backman J, Brinkhuis H, Moran K, Pälike H. Cenozoic Arctic Ocean climate history: Some highlights from the Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition// *Earth and Life Processes Discovered from Subseafloor Environments: A Decade of Science Achieved by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP)*. – 2014. – № 7. – p. 259.

196. Stein, R., Fahl, K. and Müller, J. Proxy reconstruction of Cenozoic Arctic Ocean sea ice history—from IRD to IP25 // *Polarforschung*. – 2012. – Vol. 82. – №. 1. – pp. 37-71.

197. Stein R., Matthiessen J., Niessen F. Re-coring at Ice Island T3 site of key core FL-224 (Nautilus Basin, Amerasian Arctic): sediment characteristics and stratigraphic framework // *Polarforschung*. – 2010. – Vol. 79. – №. 2. – pp. 81-96.

198. Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Krylov A., Seung-il Nam and Bazhenova E. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of

Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) //Polarforschung. – 2010. – Vol. 79. – №. 2. – pp. 97-121.

199. Stein R. Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment. – Elsevier, 2008.

200. Stein, R., Kukina, N., Matthiessen, J., Müller, C., Nørgaard-Petersen, N., & Usbek, R. (1999). Lithostratigraphy of PS51 sediment cores. Berichte zur Polar- und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research). (Vol. 597). Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 60-74. [https://doi.org/ 10.2312/BzPM_0597_2009](https://doi.org/10.2312/BzPM_0597_2009)

201. Steuerwald B. A., Clark D. L., Andrew J. A. Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments //Earth and Planetary Science Letters. – 1968. – T. 5. – pp. 79-85.

202. Stokes C. R. et al. Ice stream activity scaled to ice sheet volume during Laurentide Ice Sheet deglaciation //Nature. – 2016. – Vol. 530. – №. 7590. – pp. 322-326.

203. Stoner J. S., St-Onge G. Magnetic stratigraphy in paleoceanography: Reversals, excursions, paleointensity, and secular variation. Developments Mar Geol. 2007; 1: 99–138.

204. St-Onge G., Stoner J. S. Paleomagnetism near the north magnetic pole: a unique vantage point for understanding the dynamics of the geomagnetic field and its secular variations //Oceanography. – 2011. – Vol. 24. – №. 3. – pp. 42-50.

205. St-Onge G., Stoner J. S., Hillaire-Marcel C. Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: centennial-to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes //Earth and Planetary Science Letters. – 2003. – Vol. 209. – №. 1-2. – pp. 113-130.

206. Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M. and Hubberten, H.W. Late Quaternary ice sheet history of northern

Eurasia //Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23. – №. 11-13. – pp. 1229-1271.

207. Svindland K. T., Vorren T. O. Late Cenozoic sedimentary environments in the Amundsen Basin, Arctic ocean //Marine geology. – 2002. – Vol. 186. – №. 3-4. – pp. 541-555.

208. Tauxe L. Essentials of paleomagnetism. – University of California Press, 2010.

209. Tauxe L., Steindorf J.L., Harris A. Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation // Earth Planet. Sci. Lett. – 2006. – Vol. 244. – № 3–4. – pp. 515–529.

210. Tauxe L., Kent D. V. A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: was the Ancient Magnetic Field Dipolar?: American Geophysical Union. – 2004. – pp. 101–115.

211. Tauxe, L., Herbert, T., Shackleton, N.J. and Kok, Y.S. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences // Earth Planet. Sci. Lett. – 1996. – Vol. 140. – № 1–4. – pp. 133–146.

212. Verosub K.L., Ensley R.A., Ulrick J.S. The role of water content in the magnetization of sediments // Geophys. Res. Lett. – 1979. – Vol. 6. – № 4. – pp. 226–228.

213. Verwey E. J. W. Electronic conduction of magnetite (Fe_3O_4) and its transition point at low temperatures //Nature. – 1939. – Vol. 144. – №. 3642. – pp. 327-328.

214. Viscosi-Shirley, C., Mammone, K., Pisias, N., & Dymond, J. Clay mineralogy and multi-element chemistry of surface sediments on the Siberian-Arctic shelf: implications for sediment provenance and grain size sorting //Continental Shelf Research. – 2003. – Vol. 23. – №. 11-13. – pp. 1175-1200.

215. Wahsner, M., Müller, C., Stein, R., IVANOV, G., Levitan, M., Shelekhova, E., & Tarasov, G. Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways—a synthesis //Boreas. – 1999. – Vol. 28. – №. 1. – pp. 215-233.
216. Weigelt E., Jokat W., Franke D. Seismostratigraphy of the Siberian sector of the Arctic Ocean and adjacent Laptev Sea Shelf //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2014. – Vol. 119. – №. 7. – pp. 5275-5289.
217. Wiers S, Snowball I, O'Regan M., Pearce C. and Almqvist B. The Arctic Ocean Manganese Cycle, an Overlooked Mechanism in the Anomalous Palaeomagnetic Sedimentary Record //Frontiers in Earth Science. – 2020. – Vol. 8.
218. Winkler, A., Wolf-Welling, T., Stattegger, K., & Thiede, J. Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG) //International Journal of Earth Sciences. – 2002. – Vol. 91. – №. 1. – pp. 133-148.
219. Witte W. K., Kent D. V. Revised magnetostratigraphies confirm low sedimentation rates in Arctic Ocean cores //Quaternary Research. – 1988. – Vol. 29. – №. 1. – pp. 43-53.
220. Xiao, W., Polyak, L., Wang, R., Löwemark, L., Mei, J., You, D., ... & Jin, X. Middle to Late Pleistocene Arctic paleoceanographic changes based on sedimentary records from Mendeleev Ridge and Makarov Basin //Quaternary Science Reviews. – 2020. – Vol. 228. – pp. 106105.
221. Xu Q., W., Wang, R., Sufke, F., Lippold, J., & Not, C. Driving Mechanisms of Sedimentary ^{230}Th and ^{231}Pa Variability in the Western Arctic Ocean Through the Last Glacial Cycle //Paleoceanography and Paleoclimatology. – 2021. – Vol. 36. – №. 7. – pp. e2020PA004039.
222. Xuan C. et al. Paleomagnetism of Quaternary sediments from Lomonosov Ridge and Yermak Plateau: implications for age models in the Arctic Ocean //Quaternary Science Reviews. – 2012. – Vol. 32. – pp. 48-63.

223. Xuan C., Channell J. E. T. Origin of apparent magnetic excursions in deep-sea sediments from Mendeleev-Alpha Ridge, Arctic Ocean //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2010. – Vol. 11. – №. 2.

224. Zubakov V. A., Borzenkova I. I. Global palaeoclimate of the late Cenozoic. – Elsevier, 1990.

Archives

225. Carrying out of complex geological testing and scientific and methodological support of geological research of the Arktika-2012 expedition// Addendum to the report under contract No. 20-13 / 2013-VNIGRI on paleomagnetic study of sedimentary Cenozoic rocks within the framework of the object. VNIGRI. 2013. In Russian.

226. Ulyanov I. Magnetic properties, composition of deep-sea sediments and average sedimentation rates on the Mendeleev Ridge, Arctic Ocean. Bachelor thesis, St. Petersburg State University, St. Petersburg, 2018. In Russian.

Web sources

227. The IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere. [Electronic source]. — Available at: <https://www.metoffice.gov.uk/weather/climate-change/organisations-and-reports/ipcc-special-report-ocean-and-cryosphere> (access date 18.03.2023)

228. National Snow and Ice Data Center. [Electronic source]. — Available at: <https://nsidc.org/> (access date 28.03.2023)

LIST OF ABBREVIATIONS

- AMS — anisotropy of magnetic susceptibility
ARM — anhysteretic remanent magnetization
AWI — Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
ChRM — characteristic remanent magnetization
cmbsf, mbsf — cm, m below sea floor
CRM — chemical remanent magnetization
FORC — First-Order-Reversal-Curve
FC — field cooled
ZFC — zero-field cooled
GPTS — geomagnetic polarity time scale
IRM — isothermal remanent magnetization
 k_{int} — intermediate axis of the magnetic susceptibility tensor
 k_{max} — maximum axis of the magnetic susceptibility tensor
 k_{min} — minimum axis of the magnetic susceptibility tensor
LSR — linear sedimentation rates
MAD — maximum angular deviation
NRM — natural remanent magnetization
SIRM — saturation isothermal remanent magnetization
WBD — wet-bulk density

LIST OF FIGURES

Figure 1. Map-scheme of the reconstructed maximum of the boundaries of the distribution of ice sheets in the Pleistocene [66].....	16
Figure 2. Main sea currents and drift sources in the Arctic Ocean [132].....	18
Figure 3. Processes during deposition potentially affecting the acquisition of remanent magnetization in sediments [208]	21
Figure 4. Map of coring sites in the Arctic on IBCAO grid, v. 4.0 [107]. The insets are: a –the circumpolar region; b — zoom into the Central Arctic Rises; c – zoom into the area of the Mendeleev Ridge	26
Figure 5. Correlations between the GPTS and standard of Clark et al. [51] ..	29
Figure 6. Magnetic and lithologic parameters of core 2185-6.....	30
Figure 7. Magnetostratigraphy of core 96/12-1pc derived from paleomagnetic data, biostratigraphy and manganese and color cycles [112]	31
Figure 8. Paleomagnetic results and stratigraphic correlation of the cores collected onboard RV <i>Akademik Fedorov</i> in the Mendeleev Ridge, in 2000 [22].	33
Figure 9. Lithology and paleomagnetic correlation of the cores collected onboard RV <i>Akademik Fedorov</i> in the Mendeleev Ridge [22].....	34
Figure 10. Results of paleomagnetic measurements on core ICE4 [128].....	35
Figure 11. Paleomagnetic parameters of core PS72/340-5: ChRM inclination, k_{ARM}/k_{LF} ratio and contents of coarse fraction ($>63\ \mu\text{m}$) [35]	36
Figure 12. Lithostratigraphy and major proxies in core ARC-BN05 [66].....	39
Figure 13. Paleomagnetic results of cores ARC5-ICE6 (a), ARC5-MA01(b) and ARC7-E26 (c) [220].....	41
Figure 14. Sampling sites of sediment cores, where the cores studied in this work are highlighted in red.	47
Figure 15. Locations of sediment cores recovered during Expedition ARK-XXIII/3 (Mendeleev Ridge Transect).	48
Figure 16. Coring location of KD12-03-10c.....	48
Figure 17. Coring location of PS87/023 is marked with a black arrow in the PARASOUND section.	49
Figure 18. Example of paleomagnetic reference frame (IODP sampling for paleomagnetic measurements) [177].....	50
Figure 19. Sampling with a u-channel, core PS72/396-5.	51
Figure 20. Sampling with cubes, core PS87/074-3.....	51
Figure 21. Sampling with glass cylinders, core KD12-03-10c.....	52
Figure 22. NRM inclination (left), NRM intensity (middle) and magnetic susceptibility (right) of core KD12-03-10c.....	68
Figure 23. ChRM inclinations of core KD12-03-10c	69
Figure 24. Orthogonal projection of thermal demagnetization (T) and alternating field demagnetization (AF) for six representative measurement samples from core KD12-03-10c	70

Figure 25. Paleomagnetic results for cores PS72/396-5 and PS72/410-3. PCA points represent the number of AF steps used for the ChRM calculation. Red ticks on the ChRM denotes core section breaks.	73
Figure 26. Orthogonal projections of NRM data and NRM intensities from the 0-100 mT AF peak field demagnetization levels for six representative measurement positions from core PS72/396-5.....	74
Figure 27. Orthogonal projections of NRM data and NRM intensities from the 0-100 mT AF peak field demagnetization levels for six representative measurement positions from core PS72/410-3.....	75
Figure 28. Results of paleomagnetic measurements and sampling of additional discrete samples from core PS72/396-5.....	76
Figure 30. Magnetic susceptibility measurements after each heating step to monitor the formation of new magnetic minerals	86
Figure 31. Orthogonal diagrams of stepwise AF demagnetization near the considered the Brunhes-Matuyama boundary, core PS72/396-5.....	87
Figure 32. Paleomagnetic results of core PS87/074-3, Podvodnikov Basin. .	90
Figure 33. Orthogonal diagrams of stepwise AF demagnetization, core PS87/074-3.	91
Figure 34. Results of paleomagnetic studies for core PS87/023-1, Lomonosov Ridge.	93
Figure 35. Magnetization intensity (J_n) and inclination (I) and magnetic susceptibility (k) of core PS87/023-1.....	94
Figure 36. Inclination after each peak field in interval of 620 to 698 cmbsf, core PS72/396-5.	95
Figure 37. Orthogonal projections for six representative measurement positions each from core PS87/023-1.	96
Figure 38. Paleomagnetic results for core PS87/023-1.....	97
Figure 39. Paleomagnetic results of core PS72/396-5.....	99
Figure 40. Rock magnetic results of core PS72/396-5.....	100
Figure 41. Paleomagnetic results of core PS72/410-3.....	101
Figure 42. Rock magnetic results of core PS72/410-3.....	102
Figure 43. Temperature dependent specific magnetic susceptibility (χ) at different depths of cores PS72/396-5 (a-e) and PS72/410-3 (f-j).....	106
Figure 44. Low-temperature cycling of SIRM for cores PS72/396-5 and PS72/410-3	108
Figure 45. Magnetic hysteresis loops for samples from cores PS72/396-5 (a) and PS72/410-3 (b). (c) Ratio M_{rs}/M_s plotted versus ratio H_{cr}/H_c in the theoretical Day plot for magnetite [68].....	111
Figure 46. FORC diagrams for samples from cores PS72/396-5 (a-f) and PS72/410-3 (g-p) with their respective magnetic polarity indicated	114
Figure 47. Anisotropy of the magnetic susceptibility: on the left, the Makarov Basin [149]; on the right, KD12-03-10c [76]	115

Figure 48. Anisotropy of magnetic susceptibility for 196 samples (down-core to 407 cmbsf) from core PS72/396-5	117
Figure 49. Anisotropy of magnetic susceptibility for 108 samples from core PS87/074-3	118
Figure 50. Left panel shows ^{230}Th and ^{234}U activities of core PS72/396-5, right panel — the resulting $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ activity. The inset on the right is zooming into the areas of $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ extinction depth	121
Figure 51. Radioactive decay of an initial $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ signal with age on a logarithmic scale, illustrating how initial $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ activity and analytical precision and accuracy affect the calculated extinction age	122
Figure 52. Geomagnetic polarity time scale used for magnetostratigraphy	124
Figure 53. Paleomagnetic correlation of cores PS72/396-5 and PS72/410-3	129
Figure 54. Maximum angular deviation (MAD) (left), ChRM inclination with NRM inclination (middle), correlation of inclination patterns with GPTS (right)	131
Figure 55. Paleomagnetic results, simplified lithological scheme [194] and magnetostratigraphic for core PS87/023-1	134
Figure 56. Magnetostratigraphy on cores PS87/023-1, PS87/074-3 and PS72/396-5	140
Figure 57. Geomagnetic inclination data (left) and the corresponding polarity patterns (right) of sediment cores from the central Arctic Ocean	144
Figure 58. Mean sedimentation rates in the area of the Central Arctic Rises	145
Figure 59. Caldera on the modern spreading axis in the Eastern Eurasian Basin: a — view of the Arctic Basin structures and coring sampling sites; b — caldera on the Gakkel Ridge rift valley (yellow lines - MCS seismic lines and multibeam survey, 2014); c — 3D view of caldera and surrounding ocean floor topography (Geocap software on IBCAO grid v. 3.0)	150
Figure 60. a — cross section of the caldera according to multibeam echosounding, line 2014-05; b — View a the western slope of the caldera with multibeam echosounding lines superimposed on IBCAO grid v. 3.08 [82]; c — seismic section, line 2014-05	151
Figure 61. Mineralogical analysis of heavy fraction (cores AF-00-07 and AF-00-08, Mendeleev Ridge)	153
Figure 62. Paleomagnetic correlation with the Geomagnetic Polarity Time Scale on core KD12-03-10c and mean sedimentation rates determined for the paleomagnetic chrons. Yellow circles mark abnormally high values of the magnetic susceptibility, and NRM	154
Figure 63. Photo of a sediment section from the 114 cmbsf horizon, core KD12-03-10c	155
Polarizing microscope. Nicoli X. Vertical thin sections	156

Figure 64. Photo of a sediment section from the 118.5 cmbsf horizon, core KD12-03-10c	156
Figure 65. Photo of a sediment section from the 170 cmbsf horizon, core KD12-03-10c	157
Figure 66. Photo of a sediment section from the 175 cmbsf horizon, core KD12-03-10c	157
Figure 67. Photo of a sediment section from the 180 cmbsf horizon, core KD12-03-10c	158

APPENDIX

Table. Mean sedimentation rates for cores collected in the Arctic deep-water Basin

	Core	Reference	Latitude	Longitude	Water depth, m	Mean sedimentation rate, cm/kyr	Age tie point
1	NWR 5	Poore et al., 1993 [175]	74.62	-157.88	1089	0.38	Base of the Jaramillo Subchron
2	Core 4	Phillips and Grantz, 1997 [168]	74.61	-157.4	2430	0.86	Brunhes/Matuyama boundary (hereafter Brunhes/Matuyama)
3	92PC-38	Phillips and Grantz, 2001 [167]	75.87	-155.7	1917	0.2	Beginning of the IRD event 2.7 Ma
4	FL224	Clark et al., 1980 [51]	80.46	-158.81	3467	0.05	Matuyama/Gauss boundary (hereafter Matuyama/Gauss)
5	P1-88-AR (PC-10)	Grantz et al., 1996	74.73	-156.14	3899	120	Carbon dating
6	CESAR 102	Aksu, 1985 [31], Aksu & Mudie, 1985 [30]	85.635	-111.118	1495	0.11	Brunhes/Matuyama
7	CESAR 103	Aksu and Mudie, 1985 [30]	85.64	-111.12	1585	0.1	Brunhes/Matuyama
8	CESAR 14	Aksu and Mudie, 1985 [30]	85.85	-108.36	1370	0.08	Gauss/Gilbert boundary (hereafter Gauss/Gilbert)
9	FL 331	Clark et al., 1980 [51]	84.27	-134.63	2659	0.09	Brunhes/Matuyama
10	FL 409	Clark et al., 1980 [51]	84.46	-127	2742	0.19	Brunhes/Matuyama
11	FL435	Clark et al., 1980 [51]	86.06	-129.54	2272	0.14	Brunhes/Matuyama
12	FL 228	Clark et al. 1980 [51]	80.82	-158.82	3632	0.1	Brunhes/Matuyama
13	FL207	Darby et al.1989 [59]	79.7	-170.167	3262	0.28	Brunhes/Matuyama
14	FL275	Darby et al., 1989 [59]	83.503833	-149.977	2884	0,03	Brunhes/Matuyama
15	FL277	Darby et al.1989 [59]	83.581944	-149.445	2871	0.03	Brunhes/Matuyama
16	ARC4-BN05	Dong et al., 2017 [66]	80.484	161.465	3156	0.155	Brunhes/Matuyama, analysis of the published data
17	PS72/396-5	This research; Elkina et al., 2020 [72] Geibert et al., 2021 [83]	80.5778	162.318	2777	0.13;0.15	Brunhes/Matuyama; Matuyama/Gauss; (radiometric studies, Th)

18	PS72/410-3	This research; Elkina et al., 2020 [72]	80.5175	175.71806	1847	0.17; 0.22	Brunhes/Matuyama; Matuyama/Gauss
19	FL98	Steuerwald et al., 1968 [201]	77.66667	-174.9	Окол о 1600	0.23	Brunhes/Matuyama
20	FL143	Steuerwald et al., 1968 [201]; Darby et al., 1989 [59]	78.56666 7	174.73333 3	1519	0.16	Brunhes/Matuyama
21	FL 196	Clark et al., 1984 [49]	80.56	-171.58	3327	0.06	Brunhes/Matuyama
22	FL 199	Clark et al., 1984 [49]	80.2	-172.79	2988	0.26	Brunhes/Matuyama
23	KD12-03-10c	This study; Elkina et al., 2019 [73] Elkina, 2014 [75]	79.46247	-171.918	2200	0.16; 0.148;0.13 5	Brunhes/Matuyama; Matuyama/Gauss; Gauss/Gilbert
24	PS72/340-5	Bazhenova, 2012 [35]	77.6038	-171.493	2351	0.9	Brunhes/Matuyama, analysis of the published data
25	AF-00-01	Piskarev et al., 2013 [21]	82.0085	-171.977	3110	0.11;0.7	Brunhes/Matuyama; Matuyama/Gauss
26	AF-00-02	Gusev et al., 2013 [91]	81.94767	-171.677	3228	0.11	Radiometric studies, Th
27	AF-00-03	Piskarev et al., 2013 [21]	81.81183	-171.642	3321	0.13; 0.99	Brunhes/Matuyama; Matuyama/Gauss
28	AF-00-04	Piskarev et al., 2013 [21]	82.0575	-175.153	2704	0.12; 0.10	Brunhes/Matuyama; Subchron in Matuyama
29	AF-00-07	Gusev et al., 2013 [91], Piskarev et al., 2013 [21]	82.054	-179.936	1555	0.131; 0.84	Brunhes/Matuyama; Subchron in Matuyama; Radiometric data, Th
30	AF-00-08	Piskarev et al., 2013 [21]	82.087	-179.867	1490	0.129; 0.101	Brunhes/Matuyama; Subchron in Matuyama
31	AF-00-23	Piskarev et al., 2013 [21]	82.01583	171.8998	2750	0.241; 0.115	Brunhes/Matuyama; Subchron in Matuyama
32	AF-00-28	Piskarev et al.2013 [21]	81.915	167.872	2814	0.267; 0.95	Brunhes/Matuyama; Subchron in Matuyama
33	AF-0731	Gusev et al., 2013[91], 2017 [2]	78.8135	-171.948	2280	0.47	Radiometric data, Th
34	ARC5-ICE4	Liu et al., 2019 [128]	85.00033	145.239	2860	0.15; 0.05	Brunhes/Matuyama; Matuyama/Gauss; Gauss/Gilbert
35	94-PC29	Grantz et al., 2001 [89]	88.94	138.71	3010	0.04	Up to 220 cmbsf («lower Pliocene») 5,0 ma; 0,06 cm/kyr, if the age is up to 4 ma

36	ARC5-MA01	Xiao et al.2020 [220], Xu et al. [221]	82.031	178.96	2295	0.21	Brunhes/Matuyama, analysis of the published data
37	ARC7-E26	Xiao et al., 2020 [220]	79.95	-179.697	1500	0.29	Brunhes/Matuyama, analysis of the published data
38	ARC5-ICE6	Xiao et al., 2020 [220]	83.628	161.764	2901	0.42	Brunhes/Matuyama, analysis of the published data
39	PS87/074-3	This research; Elkina et al., 2020 [72]	82.71867	158.61467	2772	0.36	Brunhes/Matuyama
40	PS2757-8	Matthiessen et al., 2001 [136]	81.16	140.2	1230	1.6	Biostratigraphy (dinoflagellates), MIS5/6 marine isotope stage boundary (up to 130 ka)
41	PS2180-2	Nowaczyk et al. 2001 [149]	87.64	156.97	3991	1	Paleointensity of the geomagnetic field
42	96/12-1pc	Jakobsson et al., 2000 [112]	87.1	144.77	1003	0.34	Brunhes/Matuyama, analysis of the published data
43	PS2185-6	Frederichs, 1995 [80]; Spielhagen et al., 1997 [192]	87.53	144.17	1052	0.44/0.18	Brunhes/Matuyama; Gauss/Gilbert
44	LOREX B24	Morris et al. 1985 [141]	89.08	-168.49	0	0.16	Interpolation of the Brunhes/Matuyama boundary
45	LOREX B8	Morris et al., 1985 [141]	88.5	-167.13	0	0.18	The top of the Olduvai subchron
46	PS2190-1	Svindland and Vorren, 2002 [207]	90		4275	5.9	Up to 17 thousand years according to the age model [112]
47	PS87/030-1	Hillaire-Marcel et al., 2017 [100]	88.662	-61.542	1276.8	0.43	Radiometric data, Th
48	PS87/023-1	This research; Elkina et al., 2020 [72];	86.6372	-44.8997	2444, 8	0.36/0.5	Brunhes/Matuyama; Top of the Olduvai subchron
50	PS2185-5	Gard, 1993 [81]	87.53	144.17	1051	1.4	Data on coccolithophorids (represents average Holocene velocity on the Lomonosov Ridge)