

Дальневосточный федеральный университет
Инженерная школа

В.П. Молев

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ
Для студентов направления
05.03.01 «Геология» очной формы обучения

Учебное электронное издание
Учебно-методическое пособие



Владивосток
Дальневосточный федеральный университет

2018

УДК 550.384
ББК 26.21 +26.323
М75

Автор

Молев Виктор Прокопьевич – к.г.-м.н.,

доцент кафедры геологии, геофизики и геоэкологии Инженерной школы
Дальневосточный федеральный университет

Молев В.П. Палеомагнетизм: для студентов направления подготовки 05.03.01 «Геология» очной формы обучения: учебно-методическое пособие / Инженерная школа ДВФУ. [Электронный ресурс] / Инженерная школа ДВФУ. – Электрон. дан. – Владивосток: Дальневост. федерал. ун-т, 2018. – [35 с.]. – 1 CD. – Систем. требования: процессор с частотой 1,3 ГГц (Intel, AMD); оперативная память от 1 ГБ, Windows (XP; Vista; 7 и т.п.); Acrobat Reader, Foxit Reader либо любой другой их аналог. ISBN 978-5-7444-4377-1

Учебными планами дисциплин «Общая геология», «Геотектоника», «Структурная геология» предусматривается изучение палеомагнетизма и основ палеомагнитологии, являющихся теоретической базой палеомагнитного датирования горных пород, корреляции геологических разрезов и палеотектонических реконструкций.

В учебно-методическом пособии дается характеристика геомагнитного поля и магнитных свойств горных пород; излагаются физические основы палеомагнетизма и методы палеомагнитного анализа; приводятся примеры палеотектонических реконструкций и контрольные вопросы для самопроверки знаний.

Ключевые слова: палеомагнетизм, палеомагнитология, магнитное поле Земли, остаточная намагниченность, магнитное склонение, магнитное наклонение, ферромагнетизм; палеомагнитная реконструкция.

*Публикуется по решению кафедры геологии, геофизики и геоэкологии
Инженерной школы ДВФУ*

Редактор Г.Б. Арбатская
Компьютерная верстка Г.Б. Арбатской

Опубликовано: 09.10.2018
Формат PDF
Объем 1,5 МБ [Усл. печ. л. 4]

Подготовлены редакционно-издательским отделом Инженерной школы ДВФУ
[Русский остров, кампус ДВФУ, корп. С, каб. С714]

Дальневосточный федеральный университет
690091, Владивосток, ул. Суханова, 8

Изготовитель CD: Дальневосточный федеральный университет
(типография Издательства ДВФУ
690091, г. Владивосток, ул. Пушкинская, 10)

ISBN 978-5-7444-4377-1

© ФГАОУ ВО «ДВФУ», 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. Физические основы палеомагнетизма	6
1.1. Магнитное поле Земли	6
1.2. Вариации и инверсии геомагнитного поля	8
1.3. Модель осевого геоцентрического диполя	9
<i>Контрольные вопросы</i>	11
2. Магнитные свойства горных пород	12
2.1. Диамагнетизм	12
2.2. Парамагнетизм	13
2.3. Ферромагнетизм	13
<i>Контрольные вопросы</i>	15
3. Остаточная намагниченность горных пород	16
3.1. Термоостаточная намагниченность	16
3.2. Химическая намагниченность	16
3.3. Вязкая намагниченность	16
3.4. Седиментационная намагниченность	17
<i>Контрольные вопросы</i>	17
4. Методика и техника палеомагнитного анализа	18
4.1. Отбор образцов и измерение намагниченности	18
4.2. Магнитная чистка образцов	19
4.3. Обработка результатов палеомагнитного анализа...	20
<i>Контрольные вопросы</i>	21
5. Палеомагнитное датирование горных пород	22
5.1. Петрофизические основы палеомагнитного датирования	22
5.2. Методика палеомагнитного датирования	24
5.3. Методы тестирования горных пород	25
<i>Контрольные вопросы</i>	28
6. Палеомагнитный метод геодинамических реконструкций	29
6.1. Основы палеомагнитной реконструкции	29
6.2. Методы палеомагнитной реконструкции	30
6.3. Примеры геодинамических реконструкций	31
<i>Контрольные вопросы</i>	33
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	34
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	35

ВВЕДЕНИЕ

Предположение о том, что Земля является большим магнитом, впервые высказал Уильям Гилберт в 1600 году. Он же предположил, что магнитные полюсы Земли совпадают с географическими. Первое математическое описание геомагнитного поля сделал К. Гаусс в 1838 году. В 1849 г. открыт магнетизм горных пород, а в 1904–1906 гг. – явление палеомагнетизма. В 1955–1956 гг. в связи с открытием остаточной намагниченности горных пород была показана возможность использования особенностей геомагнитного поля для геологической корреляции и тектонической реконструкции во временном интервале до 3 млрд лет [1, 4, 6–8, 13].

Палеомагнетизм – физическое явление, заключающееся в фиксации и сохранении направления и величины геомагнитного поля магнитными минералами горных пород в виде вектора остаточной намагниченности.

Палеомагнитология – наука о палеомагнетизме, то есть учение о магнитном поле Земли в прошлые геологические эпохи. Она возникла и развивается на стыке геологии, геофизики, физики и химии.

Палеомагнетизм горных пород базируется на следующих трех принципах: фиксации, сохранения и теории центрального осевого магнитного диполя:

- по принципу **фиксации** горные породы при своем образовании намагничиваются по направлению геомагнитного поля времени и места своего образования;

- принцип **сохранения** предполагает, что приобретенная первичная намагниченность сохраняется в породе и может быть выделена из суммарной многокомпонентной естественной остаточной намагниченности пород;

- по теории центрального осевого диполя геомагнитное поле, осредненное за любые промежутки времени порядка 100 000 лет (кроме эпох инверсии), является полем диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по оси ее вращения.

Таким образом, палеомагнитный метод основан на явлении палеомагнетизма, заключающегося в том, что магнитное поле Земли геологического прошлого зафиксировано в горных породах. Горные породы намагничивались по направлению геомагнитного поля того времени и места, где они возникали, а вектор первичной намагниченности сохраняется и может быть определен и использован для восстановления геологической истории объекта исследования.

В настоящее время палеомагнитный метод применяется при геодинамических реконструкциях, определении возраста горных пород, датировании «немых» толщ, корреляции геологических разрезов, прогнозе месторождений полезных ископаемых, а также в палеогеографии, палеоклиматологии, археологии и других отраслях знаний [3, 5, 6].

Уникальная возможность палеомагнитологии при изучении геотектонических процессов иллюстрируется таким примером. Если зафиксировать стрелку компаса, а затем его переместить, то, зная направление на северный магнитный полюс, можно легко восстановить первоначальное положение компаса. Но при условии – мы должны быть уверены, что магнитный полюс Земли не сместился за время эксперимента.

Отсюда возникает необходимость инструментального изучения параметров геомагнитного поля и его математического моделирования для прогноза положения геомагнитных полюсов в прошлые геологические эпохи.

В геологической истории Земли геомагнитное поле не оставалось постоянным, оно изменялось по величине и знаку, испытывая **вариации и инверсии** полярности. Поэтому применение палеомагнитологии для датирования горных пород и реконструкции тектонических процессов невозможно без предварительного создания **временной (магнитостратиграфической) шкалы**, наподобие стратиграфической, на которой особенности поведения компонент геомагнитного поля соотносятся с геологическим временем.

В соответствие с этим в палеомагнитологии рассматривается решение двух задач – прямой и обратной:

- **прямая задача** – это изучение поведения в пространстве и времени древнего геомагнитного поля на основе информации о естественной остаточной намагниченности горных пород с целью построения магнитостратиграфической шкалы;

- **обратная задача** заключается в определении условий образования горных пород, уточнении геохронологии и стратиграфии, корреляции геологических сред, решении ряда проблем структурной геологии, палеогеографии и т.д.

В палеомагнитологии считается доказанным, что любые горные породы при своем образовании запечатлевают в себе характеристики геомагнитного поля, существовавшего в момент их рождения. Приобретенная породой первичная намагниченность, которая называется **термоостаточной**, обычно сохраняется на протяжении всей последующей геологической истории, и можно установить вектор напряженности магнитного поля Земли, а также **магнитное наклонение** и **магнитное склонение**, которые были свойственны образцу горной породы.

Например, по термоостаточной намагниченности пород, изверженных вулканами, можно судить о напряженности и направлении магнитного поля в период извержения. Сходное явление наблюдается при образовании осадочных пород, так как геомагнитное поле воздействует на оседающие на дно водоема частицы горных пород и ориентирует их в соответствии с направлением на магнитные полюсы. При уплотнении осадка ориентировка частиц закрепляется и может служить своеобразным компасом, указывающим положение полюсов Земли во время образования осадочной породы.

Датирование намагниченности производят по отношению ко времени какого-либо геологического события: времени складкообразования (**тест складки**), времени переотложения пород в виде конгломератов (**тест галек**) или времени внедрения даек (**тест контакта**) [10, 11].

Кроме знания о положении магнитных полюсов и их полярности, важным условием эффективности палеомагнитологии является присутствие в горной породе в виде примесей или самостоятельной минеральной формы **ферромагнитных минералов**, отличающихся избирательной способностью намагничиваться и сохранять ее в виде термоостаточной намагниченности.

Необходимо отметить, что происхождение магнитного поля Земли до сих пор остается неизвестным, хотя измерение и описание геомагнитного поля и его пространственных и временных изменений составляет одну из самых старых геофизических дисциплин. Однако способность описывать поле не дает оснований для понимания его происхождения. Все современные гипотезы относят генерацию геомагнитного поля в пределы жидкого внешнего ядра Земли и связывают с неким **магнито-гидродинамическим динамо** [1, 2].

В результате изучения палеомагнетизма студент должен:

- **знать** базовые принципы геомагнетизма, петромагнетизма и палеомагнитологии, способы получения и представления палеомагнитной информации, основные направления применения палеомагнитных данных;
- **уметь** выделять компоненты естественной остаточной намагниченности и рассчитывать их направление, строить **стереограммы** векторных распределений, выполнять полевые тесты, рассчитывать положение палеомагнитных полюсов;
- **владеть навыками** постановки задач при палеомагнитных и петромагнитных исследованиях, выбора объектов для исследований, оценки надежности данных, определения палеогеографической позиции тектонических блоков.

Все эти вопросы являются основополагающими в палеомагнитологии и рассматриваются в данном учебно-методическом пособии «Палеомагнетизм».

В разделах 1–3 пособия излагаются теоретические основы палеомагнетизма: магнитное поле Земли и его элементы, вариации и инверсии геомагнитного поля, **модель центрального геоцентрического диполя**, а также магнитные свойства и намагниченность горных пород и минералов. Разделы 4 и 5 посвящены методике подготовки образцов к палеомагнитным исследованиям и палеомагнитным методам датирования образцов горных пород, а раздел 6 – применению палеомагнитологии в стратиграфии и геотектонике.

Для самопроверки знаний предлагаются контрольные вопросы.

Геологические, геофизические и палеомагнитные термины выделяются **жирным шрифтом**. Векторные величины обозначаются **жирным курсивом**.

Как показали современные исследования, влияние магнитного поля Земли на космические, биологические, геологические и другие процессы огромное, поэтому пособие может быть полезным не только студентам-геологам, но и студентам других специальностей.

1. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА

1.1. Магнитное поле Земли

Планета Земля намагничена, ее магнитное поле в первом приближении подобно полю однородно намагниченного шара. Геомагнитное поле характеризуется **полным вектором напряженности (T)** – то есть силой, действующей на единичную магнитную массу (**магнитный диполь**) – который в каждой точке пространства направлен по касательной к силовой линии (рис. 1).

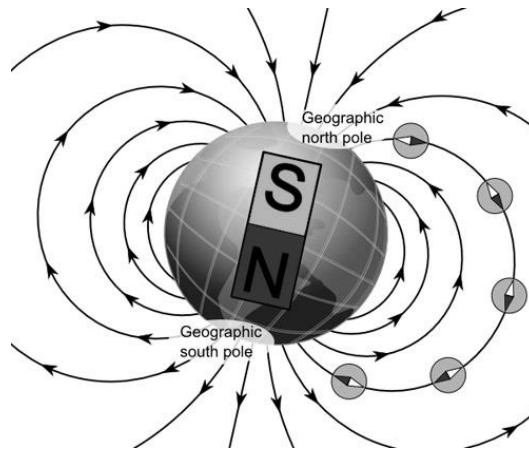


Рис. 1. Магнитное поле Земли. Вектор напряженности T направлен по касательной к силовым линиям (см. изображение стрелки компаса)

Напряженность магнитного поля измеряется в **эрстедах (э)** и **теслах (Тл)**, $1 \text{ э} = 10^4 \text{ Тл}$. Напряженность геомагнитного поля зависит от географической широты и возрастает от экватора к полюсам от **0.34 э** до **0.66 э**. Северный магнитный полюс Земли в настоящее время находится в районе Гренландии. Он притягивает северный конец магнитной стрелки, так как обладает свойствами южного полюса магнита, а назван «северным» по аналогии с северным полюсом Земли.

Необходимо отметить, что в физике вектор напряженности магнитного поля обозначается буквой H , а в геофизике – буквой T , а H обозначается горизонтальная составляющая вектора напряженности.

Другими элементами геомагнитного поля, являются: **вертикальная (Z) и горизонтальная (H) составляющие поля T** и два угла: **угол магнитного склонения (D)** и **угол магнитного наклонения (I)**, (рис. 2).

Магнитное наклонение (Inclination) – это угол между горизонтальной плоскостью на поверхности Земли и вектором T . Оно изменяется от -90° до 0° в Южном полушарии и от 0° до $+90^\circ$ – в Северном полушарии. Очевидно, что на широте 0 градусов (экватор) полный вектор напряженности геомагнитного поля расположен горизонтально, то есть $T=H$, а $Z=0$. Соответственно на магнитных полюсах $T=Z$, а $H=0$. Элементы магнитного поля T , H , Z связаны между собой через углы.

Магнитное склонение (Declination) – это угол между проекцией вектора T на горизонтальную плоскость и направлением на северный географический полюс, принимающий значения от 0 до 360° .

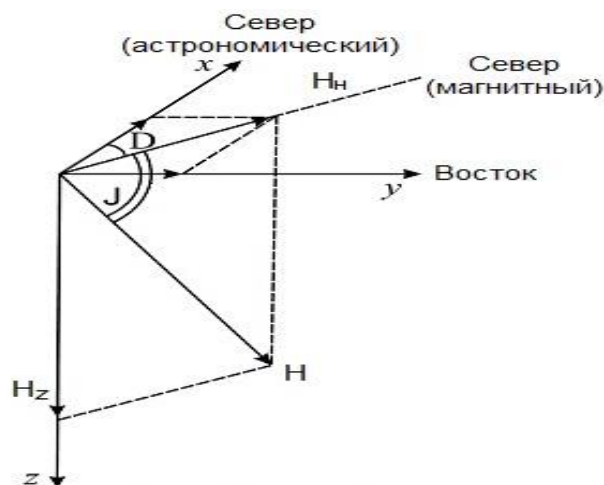


Рис. 2. Элементы геомагнитного поля: T – полный вектор напряженности магнитного поля; Z – вертикальная составляющая; H – горизонтальная составляющая; I – угол магнитного склонения; D – угол магнитного склонения

Как уже указывалось, «легитимность» палеомагнитных данных зависит от знаний о поведении геомагнитных параметров в прошлом. Палеомагнитные исследования ведутся сейчас во многих странах и охватили территории всех континентов и акватории океанов. Сведения о положении полюсов Земли получены для огромного интервала геологического времени – от протерозоя до современной эпохи.

Положения магнитных полюсов, определенные по региональным осредненным измерениям для каждого 100-летнего интервала за последние 2000 лет, приведены на рис. 3.

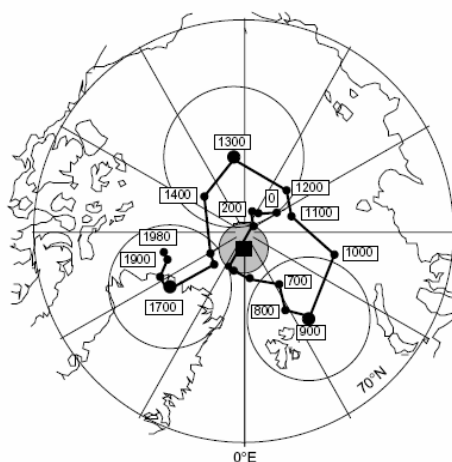


Рис. 3. Положение северного магнитного полюса Земли в течение последних 2000 лет [12]

На рис. 3 каждая точка данных показывает среднее положение геомагнитного полюса за 100-летний интервал; числа указывают дату в годах нашей эры; круги возле геомагнитных полюсов в 900, 1300 и 1700 годы нашей эры являются кругами доверия ($\alpha = 95\%$) для этих геомагнитных полюсов. Среднее положение полюса в течение всех 2000 лет показано зачерненным квадратом.

Рисунок показывает, что палеомагнитный полюс «кружит» возле северного географического полюса, а среднее положение палеомагнитного полюса неотлично от географического полюса. Это позволяет использовать математическое моделирование магнитного поля Земли путем аппроксимации его магнитным диполем, помещенным в центр Земли.

1.2. Вариации и инверсии геомагнитного поля

Палеомагнитные исследования позволили установить, что на протяжении развития планеты геомагнитное поле изменяло свою напряженность (**магнитные вариации**) и направление (**инверсии полярности**).

Магнитные вариации – это изменение параметров магнитного поля во времени. Вариации бывают: **вековые, годовые, суточные** и **магнитные возмущения (бури)**:

- **вековые вариации** обусловлены процессами, происходящими в мантии и ядре Земли;
- **годовые вариации** связаны с вращением Земли вокруг солнца;
- **суточные вариации**, интенсивностью до 20 нТл, являются периодическими и связаны с вращением Земли вокруг своей оси;
- **магнитные возмущения, или магнитные бури**, – наблюдаются в основном в высоких географических широтах и проявляются во время взрывного роста солнечной активности.

Морфология современного геомагнитного поля иллюстрируется картами изолиний соответствующих параметров, показывающих, как изменяются элементы магнитного поля во времени.

Магнитные вариации не имеют геологической природы, при проведении магниторазведочных работ они должны измеряться и исключаться из наблюдаемых значений. В палеомагнитологии, наоборот, вековые вариации геомагнитного поля с периодом, сравнимым с геологическими эпохами, представляют интерес в качестве маркеров.

По данным инструментальных наблюдений, которые ведутся с 1600 года, магнитное наклонение изменялось от 66° до 75° , а магнитное склонение – от -25° до $+10^\circ$ (рис. 4).

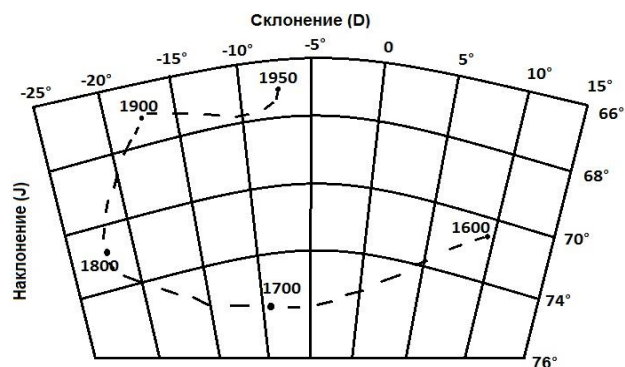


Рис. 4. Изменение магнитного склонения **D** и магнитного наклонения **I**, построенные по инструментальным наблюдениям с 1600 г. [8]

Кроме того, выяснилось, что вековые вариации в пределах континента одинаковы, но различны на разных континентах. Полную информацию о вековых вариациях дают данные палеомагнитных исследований археологических экспонатов, вулканических пород и последниковых отложений.

Запись вековых вариаций магнитного склонения и магнитного наклонения, зарегистрированная в озерных отложениях в штате Орегон, показана на рис. 5. Большинство направлений лежит в пределах 20° вокруг средних направлений, но присутствуют краткосрочные отклонения. Это похоже на случайную флуктуацию вокруг среднего направления. Диапазон периодичностей попадает в пределы 10^2 – 10^4 лет. Спектральный анализ выделяет широкую полосу энергий с периодами от 3000 до 9000 лет, с максимальной энергией в интервале 2500 – 3000 лет.

а

б

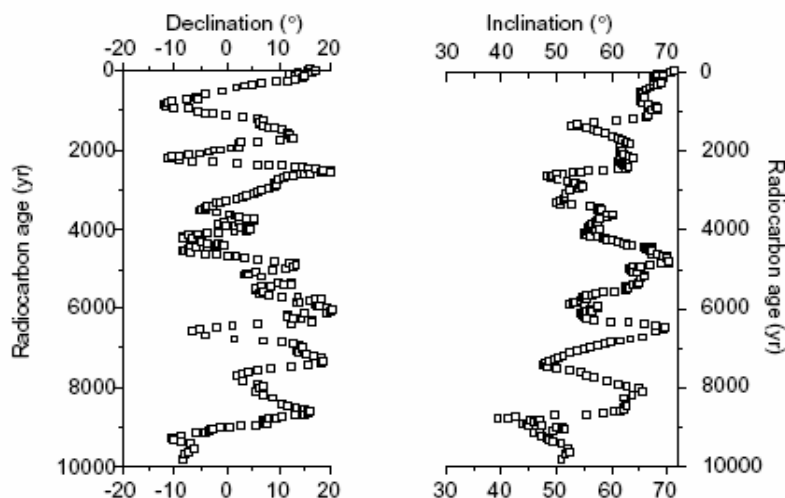


Рис. 5. Запись вековых вариаций магнитного наклонения (а) и магнитного склонения (б) в голоцене в Северной Америке (наклонение и склонение показаны по отношению к радиоуглеродному возрасту) [8]

Для более точного палеомагнитного датирования необходимо знать нецикличность изменения параметров геомагнитного поля. Условно их можно разделить на **недипольные** изменения с периодом до 10^3 лет, подвергающихся западному дрейфу 4° в год; и изменения **дипольного** поля с периодом более 10^3 лет.

Кроме миграции геомагнитных полюсов и вариаций геомагнитных параметров, магнитное поле Земли периодически изменяет свою полярность, то есть происходит инверсия магнитных полюсов. Полярность, совпадающая с современной, называется **прямой полярностью (N)**, а противоположного знака – **обратной (R)**.

Время, в течение которого происходит инверсия, колеблется в пределах $(0,5 - 4) \times 10^4$ лет, хорошо выраженный ритм имеет период $n \times 10^3$ лет. За 160 млн лет произошло примерно 300 инверсий; интервалы полярности соотносятся с эпохами геомагнитной полярности. Последние эпохи называются: **эпоха Брюнес** (современная эпоха прямой полярности), **эпоха Матуяма** (обратной полярности), **эпоха Гаусс** (прямая полярность), **эпоха Гильберт** (обратная полярность) [8].

Смена полярности (инверсии геомагнитного поля) занимает отрезок времени порядка 10000 лет, что определяет точность датирования горных пород. Геомагнитные инверсии являются глобальными и отражаются в геологических разрезах всего земного шара, поэтому возможна корреляция зон прямой и обратной полярности на значительных расстояниях.

Смена поля позволяет использовать палеомагнитный метод в стратиграфии близких по возрасту горных пород, проследить движение континентов и литосферных плит, тектонические движения различных размеров. При его применении необходимо соблюдать единственное условие: продолжительность отрезков времени, в течение которых сохраняется данный тип геомагнитной полярности, должна быть больше погрешности метода датировки.

1.3. Модель осевого геоцентрического диполя

Для практического использования палеомагнитологии с целью датирования геологических образований и тектонической реконструкции необходимы данные о положении магнитных полюсов Земли в древние геологические эпохи, чтобы исключить влияние смещения магнитных полюсов на вектор остаточной намагниченности пород.

Наблюдения за магнитными полюсами и элементами геомагнитного поля (рис. 3–5) позволили сделать вывод о том, что магнитное поле Земли, претерпевая инверсии и вариации, в целом остается стабильным. Это стало основанием для создания математической модели магнитного поля Земли – **модели осевого геоцентрического диполя (ОГЦД)**, согласно которой геомагнитное поле описывается магнитным диполем, расположенным в центре Земли параллельно оси ее вращения [1, 2].

Необходимо различать **магнитные, геомагнитные и палеомагнитные полюсы**.

Магнитными полюсами называются точки, в которых магнитное наклонение равно $+90^\circ$ (северный магнитный полюс) или -90° (южный магнитный полюс).

Геомагнитными полюсами называются проекции концов геомагнитного диполя на земную поверхность.

Палеомагнитный полюс – это геомагнитный полюс, осредненный с целью исключения вековых вариаций геомагнитного поля.

Магнитным экватором является линия, вдоль которой магнитное наклонение равно нулю.

Поле геоцентрического осевого диполя в общем соответствует распределению реального магнитного поля Земли, но есть очевидные отклонения. Магнитные полюсы («точки», в которых $I = \pm 90^\circ$, называемые также «полюсами по наклонению») расположены не в географических полюсах, как должно бы быть для поля **ОГЦД**, а магнитный экватор «колеблется» возле географического экватора. Очевидно, современное геомагнитное поле имеет более сложный вид, чем поле **ОГЦД**. Поэтому осевой геоцентрический диполь был заменен на **наклонный геоцентрический диполь (ГЦД)**, который лучше описывает современное геомагнитное поле, и имеет угол $\sim 11.5^\circ$ с осью вращения (рис. 6).

Наклонный геоцентрический диполь объясняет $\sim 90\%$ поверхностной картины реального геомагнитного поля, однако сохраняющиеся различия существенны.



Рис. 6. Наклонный геоцентрический диполь (положение диполя показано стрелкой) [1]

Если бы геомагнитное поле было точно полем наклонного геоцентрального диполя, то геомагнитные полюсы точно совпали бы с магнитными полюсами. В действительности полюсы не совпадают. Это указывает на то, что геомагнитное поле более сложное, чем поле диполя, расположенного в центре Земли.

Для лучшего приближения поля диполя к реальному геомагнитному полю, использовали не центральный, а **смещенный (эксцентричный) диполь**. Для современного геомагнитного поля наилучший эксцентричный диполь помещен приблизительно в 500 км ($\sim 8\%$ земного радиуса) от центра Земли, к северо-западной части Тихоокеанского бассейна. Одна-

ко эксцентричный диполь описывает поле лишь незначительно лучше, чем наклонный геоцентрический диполь.

Способность эксцентричного диполя описывать геомагнитное поле в каком-то месте на Земле зависит от его местоположения на поверхности Земли. Для некоторых мест такой эксцентричный диполь весьма хорошо описывает всю картину геомагнитного поля. Но в других местах (до 20%) геомагнитное поле не может быть описано даже самым «хорошим» диполем. Это несоответствие указывает на присутствие в картине поля структур «более высокого порядка», создающих региональные магнитные аномалии, которые пространственно совпадают с материками. Это так называемая недипольная часть геомагнитного поля, ее определяют вычитанием поля геоцентрического диполя из наблюдаемого геомагнитного поля.

При необходимости недипольные аномалии поля могут быть математически смоделированы с помещением радиально направленных магнитных диполей меньшего размера под каждой такой особенностью.

Так как среднее положение палеомагнитного поля неотличимо от географического и усредненное поле почти точно соответствует полю осевого геоцентрического поля, то **моделью смещенного ГЦД можно пользоваться для расчетов палеомагнитного поля.**

Контрольные вопросы

1. Что такое палеомагнетизм?
2. Задачи, решаемые методами палеомагнитологии.
3. На каких принципах базируется палеомагнетизм горных пород?
4. Что такое вариация? Какие типы вариаций вы знаете?
5. В каких единицах измеряется напряженность магнитного поля?
6. Дайте определение магнитного наклонения и магнитного склонения.
7. В чем суть прямой и обратной задач палеомагнитологии?
8. Чему равна горизонтальная составляющая геомагнитного поля на полюсе?
9. Инверсии геомагнитного поля, прямая и обратная полярность.
10. Чем вызваны магнитные возмущения (бури)?

2. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Основными магнитными свойствами горных пород являются: **намагниченность** и **магнитная восприимчивость**.

Намагниченность (J) – это магнитный момент единицы объема вещества. Намагниченность бывает индуктивной и остаточной:

- **индуктивная намагниченность (J_i)** – это магнитный момент, образованный под влиянием действующего в настоящее время магнитного поля;

- **остаточная намагниченность (J_n)** представляет собой вектор, по величине и направлению соответствующий напряженности и положению полюсов магнитного поля, существовавших в момент образования горных пород.

Важной характеристикой магнитных свойств горных пород является **фактор Q (фактор Кенигсбергера): $Q = J_n/J_i$** .

Магнитная восприимчивость (ϵ) характеризует способность горных пород намагничиваться. Она связывает между собой намагниченность вещества и магнитное поле в этом веществе, то есть является коэффициентом в выражении:

$$I = \epsilon \times T. \quad (1)$$

По способности намагничиваться в магнитном поле все вещества делятся на: **диамагнетики, парамагнетики и ферромагнетики**. Отличие диамагнетиков, парамагнетиков и ферромагнетиков при намагничении заключается в том, что под действием внешнего поля происходит параллельное или антипараллельное обменное выравнивание, которое зависит от элемента и его кристаллической структуры.

Рис. 7 иллюстрирует разницу этих трех фундаментальных типов магнитных свойств, наблюдаемых в эксперименте, в котором выполняется намагничивание тела в магнитном поле.

2.1. Диамагнетизм

Для диамагнитного вещества магнитная восприимчивость является отрицательной (рис. 7 а). Объясняется это тем, что атомы диамагнитных веществ не имеют постоянных магнитных моментов, а все магнитные моменты внутри отдельного атома уравновешены так, что суммарный магнитный момент атома равен нулю. При внесении такого атома в магнитное поле в атоме благодаря индукции возникают слабые токи, препятствующие увеличению магнитного поля.

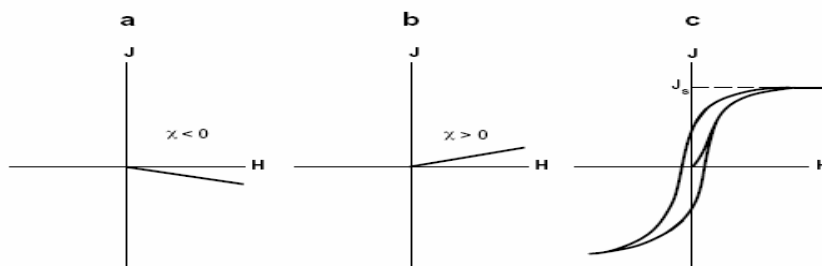


Рис. 7. Графики зависимости намагниченности I от напряженности магнитного поля H для диамагнитных (а), парамагнитных (в) и ферромагнитных (с) веществ [8]

Диамагнетики в магнитном поле намагничиваются незначительно и против намагничивающего поля; намагничение зависит от поля линейно и уменьшается до 0 при $H=0$ (рис. 7а). Диамагнетизм объясняется изменением орбитальных движений электронов с появлением незначительного намагничивания, антипараллельного приложенному магнитному полю.

Материал, составленный из атомов без собственных атомных магнитных моментов, также показывает только диамагнитные свойства. Магнитная восприимчивость для диамагнитного материала отрицательна и не зависит от температуры. Пример диамагнитного минерала – кварц (SiO_2), магнитная восприимчивость которого равна приблизительно -10^{-6} единиц CGS, или около $-0,8 \times 10^{-7}$ в СИ.

2.2. Парамагнетизм

Магнитная восприимчивость парамагнитных веществ так же мала, как у диамагнетиков, но положительная (рис. 7, в).

Атомы парамагнитных веществ обладают собственными магнитными моментами. При отсутствии внешнего магнитного поля суммарный магнитный момент такого вещества равен нулю, так как моменты отдельных атомов распределены хаотично. При включении внешнего магнитного поля атомные моменты ориентируются преимущественно вдоль этого поля, в результате чего вещество приобретает магнитный момент, параллельный приложенному полю.

Парамагнитные вещества намагничиваются незначительно, так как атомы с магнитными моментами, выстраиваясь по направлению поля H , не взаимодействуют друг с другом. Внешнее магнитное поле создает на атомных магнитных моментах выровненный потенциал, однако тепловая энергия в 10^4 раз больше энергии выравнивания, поэтому намагниченность мала.

Диамагнитный эффект в таких веществах также присутствует, однако его трудно обнаружить на фоне более сильного парамагнитного эффекта.

Парамагнитные вещества приобретают индуктивную намагниченность I_b , параллельную приложенному полю H , но, как и в диамагнитных материалах, намагниченность уменьшается до нуля, когда поле намагничивания удалено.

В парамагнитных веществах атомные магнитные моменты реагируют на приложенное магнитное поле и на изменение температуры независимо. При любой температуре выше абсолютного нуля тепловая энергия вызывает вибрацию кристаллической решетки, что приводит к быстрым беспорядочным колебаниям ориентации атомных магнитных моментов.

Примером парамагнитного минерала является железистый оливин (Fe_2SiO_4), при комнатной температуре его магнитная восприимчивость равна 4.4×10^{-4} CGS, или 3.5×10^{-5} СИ.

2.3. Ферромагнетизм

Зависимость намагничивания ферромагнитных веществ от напряженности магнитного поля иллюстрируется графиками на рисунках 7, с и 8. Кривая намагничивания образует **петлю гистерезиса (гистерезис)**, а магнитная восприимчивость не является постоянной величиной. **Петля гистерезиса** – это график зависимости намагниченности вещества от напряженности магнитного поля.

Для ферромагнитных веществ характерна **точка Кюри** – температура, при которой магнитные свойства исчезают.

Ферромагнетики имеют атомы с магнитными моментами, но в отличие от парамагнитного случая, смежные атомные моменты сильно взаимодействуют. Ферромагнетики – это вещества, в которых атомные магнитные моменты располагаются не хаотично, а упорядо-

ченно, организуя **магнитные домены**. Причина этого упорядочения – квантово-механическая, энергия, за счёт которой оно происходит, носит название обменной [1].

Вследствие этого намагниченность ферромагнетиков в десятки и сотни раз больше, чем в парамагнетиках в таком же магнитном поле. Для каждого ферромагнитного материала и температуры существует максимальная (предельная) намагниченность, называемая намагниченностью насыщения.

Металлическое железо – ферромагнетик с намагниченностью насыщения при комнатной температуре, равной 1.8×10^3 Гс (1.8×10^6 А/м). Намагниченность насыщения уменьшается с увеличением температуры до нуля при температуре Кюри, которая является характеристической величиной для каждого ферромагнитного материала (580 °С – для магнетита и 680 °С – для гематита). Выше температуры Кюри материал становится парамагнитным.

Помимо сильной намагниченности, фундаментальной особенностью ферромагнетиков является их способность «записывать» направление приложенного магнитного поля.

Намагниченность J_S при $H=H_S$ называется **намагниченностью насыщения**, а намагниченность $\pm J_R$ при $H=0$ называется **остаточной намагниченностью**. Напряженность $\pm H_C$ магнитного поля полностью размагниченого ферромагнетика, называется **коэрцитивной силой** (рис. 8).

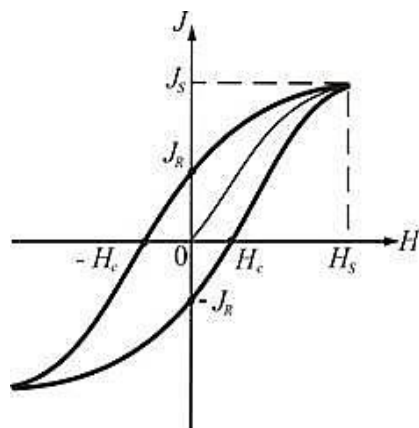


Рис. 8. График зависимости намагниченности ферромагнетиков J от напряженности магнитного поля H (петля гистерезиса)

При «снятии» намагничивающего поля намагниченность не возвращается к нулю, но сохраняет память о приложенном поле. Как следствие гистерезиса, магнитная восприимчивость ферромагнитных материалов не может быть записана так же просто, как диамагнитных или парамагнитных тел.

Строго говоря, термин **ферромагнетизм** следует относить только к магнетикам с параллельным выравниванием смежных (соседних) атомных магнитных моментов (рис. 9, а). Таких химических элементов, если не принимать во внимание редкоземельные элементы, всего три: **железо, никель и кобальт**.

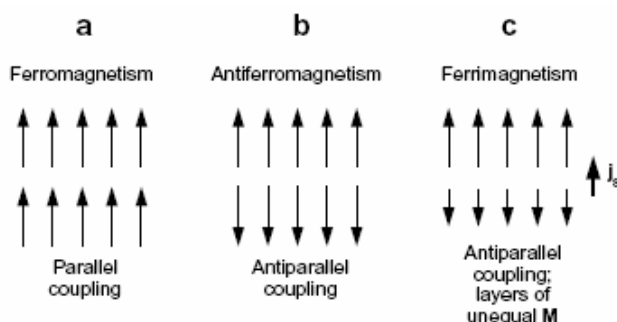


Рис. 9. Обменные выравнивания для ферромагнитных (а), антиферромагнитных (б) и ферримагнитных (с) веществ [8]

Схемы, изображенные на рис. 9, b и 9, c, иллюстрируют параллельное выравнивание внутри слоев атомных магнитных моментов, но антипараллельное – между слоями. Если слои имеют равный магнитный момент, то слои с противостоящими моментами компенсируют друг друга; в результате $J_s = 0$. Этот тип выравнивания определяет **антиферромагнетизм**.

Если антипараллельны слои неравного магнитного момента, то результирующие J_s совпадают с направлением моментов слоев с большими моментами. Такие материалы называются **ферримагнетиками**, и многие из важных естественных «ферромагнитных» минералов являются фактически ферримагнетиками. Из этого следует, что с помощью термина «ферромагнетизм» объединяются магнитные материалы с обменным взаимодействием (рис. 9, c).

Основными природными ферромагнитными минералами являются оксиды железа и титана, то есть минералы и горные породы, содержащие железо и железо-титановые соединения. Самые распространенные магнитные минералы – **магнетит, гематит, титаномagnetит, пирротин**. Их магнитная восприимчивость может достигать единиц СИ, при устранении намагничивающего поля эти вещества сохраняют некоторую остаточную намагниченность.

Процесс намагничивания идет тем легче, чем выше температура, и даже в слабом магнитном поле возникает большая намагниченность, которая закрепляется («замораживается») при охлаждении вещества.

Изменение намагниченности во времени называется **магнитной вязкостью**. Магнитная вязкость имеет место и в многодоменных частицах, где она связана с движением доменных границ. Время релаксации может определяться не только термическими флуктуациями, но и диффузией точечных дефектов в граничный слой, что приводит к стабилизации доменных границ. Основными носителями палеомагнитной информации являются однодоменные частицы.

Контрольные вопросы

1. Что такое намагниченность горных пород?
2. Чем индуктивная намагниченность отличается от остаточной?
3. Фактор Кенигсбергера.
4. Что характеризует магнитная восприимчивость?
5. Какое значение имеет магнитная восприимчивость у парамагнетиков?
6. Почему магнитная восприимчивость диамагнетиков отрицательная?
7. Что такое гистерезис?
8. Что такое точка Кюри, чему она равна у магнетита?
9. Назовите ферромагнитные элементы и минералы.
10. Что такое магнитная вязкость?

3. ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Естественная остаточная намагниченность зависит от геомагнитного поля и геологических процессов во время формирования горной породы и в течение ее последующей геологической истории и обычно состоит больше чем из одной компоненты. Первичная компонента, приобретенная в ходе формирования горной породы, называется **термоостаточной**, именно ее обычно пытаются выделить при палеомагнитных исследованиях. Однако вторичные компоненты намагниченности (химическая, вязкая и некоторые другие) могут быть приобретены породой после завершения формирования, искажая первичную намагниченность.

Вторичная намагниченность может быть следствием химических изменений, происходящих в ферромагнитных минералах; ударов молнии; долгосрочного воздействия геомагнитного поля, отличного от поля, действовавшего во время формирования породы.

В соответствие с этим выделяют следующие типы остаточной намагниченности горных пород: **термоостаточная, вязкая, химическая, седиментационная, динамическая, нормальная, идеальная** и некоторые другие. **Естественная остаточная намагниченность (ЕОН)** горных пород образуется в основном за счет термоостаточной, химической и вязкой намагниченности.

3.1. Термоостаточная намагниченность

Термоостаточная (NRM) намагниченность образуется при остывании горных пород ниже температуры точки Кюри.

Намагниченность горных пород *in situ* является векторной суммой двух компонент: индуктивной намагниченности (J_i) и естественной остаточной намагниченности (J_r). Индуктивная намагниченность обычно параллельна местному геомагнитному полю и может быть доминирующей компонентой во многих типах горных пород. Однако приобретение индуктивной намагниченности – **это** обратимый процесс, **т.е.** без памяти о прошлых магнитных полях.

Процессы приобретения вторичной намагниченности должны быть исследованы, чтобы понять сосуществование первичной и вторичной намагниченности в одной и той же горной породе: как они могут быть распознаны; какие процедуры размагничивания породы могут разрушать (стирать) вторичную намагниченность с целью выделения термоостаточной намагниченности.

Для измерения термоостаточной намагниченности образец помещается в немагнитное пространство, а внешнее магнитное поле компенсируется с помощью **колец Гельмгольца**.

3.2. Химическая намагниченность

Химическая намагниченность (CRM) возникает во внешнем магнитном поле при химическом изменении магнитного поля уже намагниченной горной породы. Химические изменения, которые формируют ферромагнитные минералы ниже их блокирующих температур в намагничивающем поле, приводят к приобретению химической остаточной намагниченности (**CRM**). Химические реакции, порождающие ферромагнитные минералы, включают превращение существовавшего ранее минерала в ферромагнитный минерал или выпадение ферромагнитного минерала из раствора.

Например, при окислении магнетита до гематита исчезает его намагниченность и возникает химическая намагниченность гематита, но под другим полем, или при образовании магнитной линии из немагнитной (окисление пирита до магнезита и гематита). Хотя и существуют исключения, **CRM** особенно часто встречается в осадочных горных породах.

3.3. Вязкая намагниченность

Вязкая остаточная намагниченность (VRM) – остаточная намагниченность, которая приобретается постепенно, в течение длительного действия слабого магнитного поля, то есть обусловлена действием геомагнитного поля намного позже формирования породы. С палеомагнитной точки зрения, эта намагниченность является помехой. Зная физические про-

цесс приобретения вязкой намагниченности, можно разработать методы размагничивания для «стирания» вязкой намагниченности и выделения первичный компоненты.

Вязкая остаточная намагниченность образуется под воздействием внешнего магнитного поля в продолжение некоторого времени, она изменяется во времени: увеличивается в присутствии внешнего магнитного поля и уменьшается – при его отсутствии.

Горные породы, испытавшие вторичные прогревы при повышенной температуре (но ниже температуры Кюри), изменяют способность пород сохранять первичную ***NRM*** и одновременно приобретают **термовязкую** остаточную намагниченность.

3.4. Седиментационная намагниченность

Для анализа осадочных пород, в том числе переотложенных, основной становится **ориентационная (седиментационная) остаточная намагниченность (*RM*)**, которая образуется при осаждении частиц магнитных минералов и ориентации магнитных частиц подобно магнитным стрелкам, под действием земного магнитного поля. Седиментационная намагниченность происходит при выравнивании магнитных моментов частиц в направлении внешнего поля.

Классическая модель приобретения ***RM*** рассматривает только выравнивающее влияние магнитного поля на ферромагнитную частицу к моменту времени, когда она сталкивается с поверхностью осадок–вода. Отношение **седиментационного и постседиментационного** вкладов в результирующее выравнивание зависит от размера частиц, скорости осаждения и биотурбации.

Размер частиц. Малый размер ферромагнитных частиц усиливает их броуновское движение. Мелкозернистые осадки имеют вначале осадения высокое содержание воды, которое затем медленно уменьшаются за счет начального уплотнения и консолидации. Соответственно, есть вполне достаточное время (возможно 10^2 – 10^3 лет) процессов выравнивания. Наоборот, в грубозернистых осадках большая часть общей намагниченности может быть сформирована седиментационными процессами.

Скорость осаждения. Время существования ферромагнитной частицы в пределах зоны высокого содержания воды зависит от скорости осаждения. Малые скорости, вероятно, увеличивают роль постседиментационного выравнивания.

Биотурбация. В осадках, размешиваемых биотурбацией, вся их детритовая остаточная намагниченность обусловлена постседиментационными процессами.

Седиментационная намагниченность очень сложна, потому что в формировании осадочных горных пород принимают участие и другие процессы. Например, при переосаждении глин возможна ошибка определения магнитного наклона за счет различной ориентации сферических и дискообразных частиц при осаждении, а так же скатывания частиц.

Контрольные вопросы

1. Почему для палеомагнитологии важна термоостаточная намагниченность?
2. Индуктивная намагниченность.
3. Остаточная намагниченность горных пород.
4. Причины образования химической намагниченности.
5. Что такое вязкая намагниченность?
6. В каких условиях возникает термовязкая остаточная намагниченность?
7. Какие факторы влияют на образование седиментационной намагниченности?
8. Как влияет на точность измерения седиментационной намагниченности сферичность частиц и их скатывание?
9. Как влияет внешнее магнитное поле на вязкую намагниченность?
10. Как влияет на намагниченность окисление пирита до гематита?

4. МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПАЛЕОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА

Палеомагнитные исследования включают: изучение геологической истории территории, геологическое описание района, выбор методики проведения полевых и лабораторных палеомагнитных исследований, проведение магнитной чистки образцов и компонентного анализа, применение палеомагнитных тестов, проведение временной привязки компонент намагниченности, выбор критерия интерпретации палеомагнитных результатов и геологическую интерпретацию [4, 5, 10, 11].

4.1. Отбор образцов и измерение намагниченности

Образцы отбираются из обнажений отдельного пласта (горизонта) в осадочном разрезе в нескольких местах (разделенных даже несколькими километрами). Это позволяет избежать зависимости результатов от местных особенностей поля, так как при отборе в единственном месте на ферромагнитные минералы могут повлиять тектонические и геохимические процессы.

Ввиду разброса векторов намагниченности производится отбор не менее 30 образцов каждого стратиграфического уровня.

При отборе образцов из изверженных комплексов (поток лавы или дайки), неоднородность намагниченности пород обнажения может повлиять на показания магнитного компаса. Ориентация образцов в подобных местах производится **солнечным компасом**. Необходимые вычисления могут быть сделаны непосредственно на обнажении.

Применение солнечного компаса обязательно при работе в высоких магнитных широтах, где горизонтальная компонента геомагнитного поля мала. Если облачность исключает применение солнечного компаса, можно определить местное отклонение стрелки компаса, определив азимут на какой-либо топографический объект с известным азимутом относительно места отбора образцов.

Для восстановления первоначального направления векторов намагниченности вводятся поправки за современный наклон пород по результатам измерения углов простираения и падения складок.

Измерение вектора остаточной намагниченности

В 1950-х годах основным инструментом для измерения естественной остаточной намагниченности (**ЕОН**) был **астазированный магнитометр**, в котором в качестве чувствительного элемента использовались комбинации маленьких магнитов, подвешенных на упругой нити. Магнитный момент (***M***) образца горной породы измерялся по углу закручивания упругой нити. Чувствительность астатического магнитометра была ограничена сильно намагниченными базальтами и красноцветными осадками и позволяла измерять образцы с $M \leq 10^{-5} \text{ Гс} \cdot \text{см}^3$ ($10^{-8} \text{ А} \cdot \text{м}^2$).

С появлением фазочувствительных датчиков чувствительность вращательных магнитометров и скорость измерения были увеличены. Это позволило измерять образцы с $M \approx 10^{-7} \text{ Гс} \cdot \text{см}^3$ ($10^{-10} \text{ А} \cdot \text{м}^2$).

В начале 1970-х годов началось внедрение криогенных магнитометров, что позволило измерять слабо намагниченные образцы. В криогенных магнитометрах используется датчик магнитного поля, работающий в режиме сверхпроводимости при температуре жидкого гелия, измерение **ЕОН** образцов горной породы производится с $M \leq 10^{-7} \text{ Гс} \cdot \text{см}^3$ ($10^{-10} \text{ А} \cdot \text{м}^2$) с производительностью порядка 1 мин на измерение.

Независимо от типа используемого магнитометра, с его помощью измеряются компоненты (***M_x***, ***M_y***, ***M_z***) магнитного момента образца (в координатах образца). Обычно каждая компонента измеряется многократно, что позволяет оценить однородность **ЕОН** в образце и измерить отношение сигнал–шум. Данные обычно вводятся в компьютер, который содержит данные об ориентации образца и вычисляет направления **ЕОН** в координатах образца и в географических координатах.

4.2. Магнитная чистка образцов

Для выделения параметров намагниченности отдельных компонент проводится **компонентный анализ**, основанный на различных физических свойствах компонент намагниченности к размагничивающим воздействиям.

Основной задачей палеомагнитологии является выделение термоостаточной намагниченности, которая несет информацию о возрасте и условиях образования горной породы. Процесс выделения термоостаточной намагниченности называется **магнитной очисткой**, суть которой заключается в постепенном (ступенчатом) размагничивании образцов нагревом до точки Кюри или воздействием переменным магнитным полем.

Вычисляются средние значения направления компонент (склонения и наклонения вектора остаточной намагниченности) для всех образцов из одного геологического объекта и вычисляются статистические параметры: **кучность** распределения выделенных векторов и радиус круга доверия. Окончательной операцией компонентного анализа является вычисление координат палеомагнитного полюса и **овал доверия** для него (**значимость**).

Температурное размагничивание

Процедура температурного размагничивания включает нагревание образца породы до все более высоких температур, вплоть до температуры Кюри входящих в нее ферромагнитных минералов с последующим его охлаждением до комнатной температуры в нулевом магнитном поле. Операция приводит к тому, что все частицы с блокирующими температурами приобретают термоостаточную намагниченность в $H = 0$, а другие типы намагниченности, которую несут эти частицы, стираются.

Необходимо иметь в виду, что магнитный момент может самопроизвольно изменить свою ориентацию (M) за счет термодинамической флуктуации [1].

$$M_t = M_0 \exp(-t/r), \quad (2)$$

где: M_0 – магнитный момент во время $t = 0$; r – время релаксации.

Время релаксации уменьшается с повышением температуры и уменьшением размера зерен, чем больше t , тем меньше M_t . Для каждого размера зерна существует температура, выше которой время релаксации мало.

Формула (3) позволяет выбрать оптимальный режим проведения магнитной чистки образцов с целью выделения термоостаточной намагниченности. Выдержка образца при температуре T_1 в течение времени t_1 эквивалентна действию большей температуры T_2 , но в течение меньшего времени t_2 .

Например, прогрев образца до 150 °С в течение 1 мин эквивалентен прогреву до 450 °С в течение 1000 с [9]. Этот факт лежит в основе температурной чистки образцов, при которой постепенным (ступенчатым) нагревом избавляются от наименее устойчивых остаточных намагниченностей (химической, вязкой и других).

Температура Кюри при нагревании повышается, остаточные намагниченности исчезают – сначала динамическая, затем вязкая и так далее. В итоге остается термоостаточная намагниченность, как наиболее термоустойчивая.

Однодоменные частицы с малыми временами релаксации τ могут приобретать вязкую остаточную намагниченность, в то время как однодоменные частицы с большими τ устойчивы против приобретения вязкой остаточной намагниченности.

Размагничивание переменным полем

Процедура размагничивания переменным магнитным полем состоит в том, чтобы подвергнуть образец воздействию переменного магнитного поля. Форма переменного магнитного поля – синусоида с линейным уменьшением амплитуды со временем. На рис.10. изображены графики размагничивания переменным магнитным полем для разных видов остаточной намагниченности.

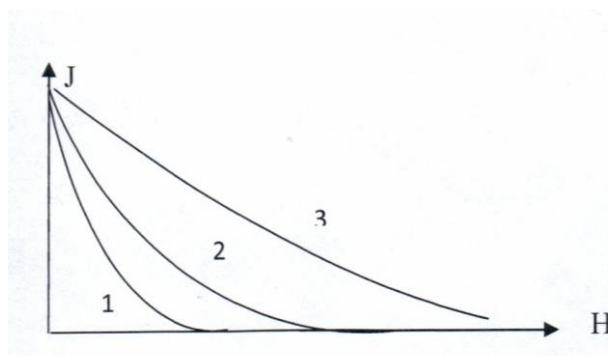


Рис. 10. Графики изменения остаточной намагниченности под действием переменного электромагнитного поля для химической (1); вязкой (2) и термоостаточной (3) намагниченности [1]

Размагничивание (**AF**-размагничивание) производится с напряженностью магнитного поля до 1000 э (100 мТл) с частотой синусоидального поля порядка 400 Гц. Поле уменьшается от максимальной величины до нуля в течение 1 мин. Большинство установок для **AF**-размагничивания использует реверсивный механизм, который вращает образец, что обеспечивает последовательное попадание всех осей образца в направление оси катушки размагничивания и размагничивает образец вдоль всех осей.

В результате анализа вычисляют прямую, соответствующую направлению вектора остаточной намагниченности, и среднее направление намагниченности на разных участках магнитной чистки. За счет статистического разброса направления компонент могут различаться, поэтому для дальнейшей обработки направлений, выделенных по разным образцам, они группируются.

Рассеяние векторов намагниченности характеризует **кучность (K)**, которая описывает разброс векторов намагниченности для отдельных образцов вокруг некоторого среднего направления. Чем больше разброс векторов, тем больше рассеяние их распределения, тем меньше величина кучности. Так, для совокупности векторов, характеризующихся кучностью **K=30**, основное количество векторов (95%) будет располагаться в конусе с диаметром около 50% (угол между наиболее удаленными векторами может достигать 50%).

Таким образом, в результате компонентного анализа данных магнитной чистки одной палеомагнитной коллекции получают направление одной или более естественной остаточной намагниченности.

4.3. Обработка результатов палеомагнитного анализа

Основными критериями качества палеомагнитных исследований являются:

- полная магнитная чистка (до точки Кюри) с шагом, достаточным для распределения компонент намагниченности (с указанием причин, если этого сделать невозможно);
- доказательство древности выделенных компонент намагниченности с помощью тестов;
- количество образцов должно быть не менее 24, величина кучности – более 10, а точность определения среднего палеомагнитного направления – менее 16° – наличие намагниченностей не менее чем двух полярностей;
- отсутствие сходства с палеомагнитными полюсами более молодых горных пород.
- температурная чистка производится в переменном магнитном поле путем последующего поднятия температуры и ступенчатого размагничивания;

- после каждого шага чистки измеряются компоненты вектора остаточной намагниченности;

Ортогональные координаты векторов намагниченности (M_z , M_x , M_y), полученные по измерениям на магнитометре, пересчитываются в сферические координаты. Сферические координаты векторов определяются тремя величинами: склонением (D), наклонением (I) и величиной вектора (R). При тектонической и стратиграфической интерпретации палеомагнитных данных используются только склонение и наклонение, а величина вектора принимается равной 1 и, таким образом, направление вектора намагниченности обозначается точкой на сфере единичного радиуса (начало вектора совпадает с центром сферы).

Все векторы имеют единичную длину с началом координат в центре сферы. Положительные наклонения изображаются закрашенными кружками, а отрицательные – не закрашенными.

В палеомагнитных исследованиях применяются два вида векторных данных: ортогональные **диаграммы Зийдервельда** и **стереограммы**. Диаграмма Зийдервельда используется для изображения векторов намагниченности в декартовых координатах, а стереограммы – в сферических.

Стереограмма представляет собой проекцию сферы на плоскость, что соответствует полярной или экваториальной проекции. Полярная проекция аналогична изображению полярной области Арктики или Антарктиды, то есть подобна изображению земного полушария с видом на полюс. Линии равных склонений изображаются в виде радиусов, а линии равных наклонений – в виде концентрических окружностей.

Существуют различные методы проецирования, в палеомагнетизме обычно используется **равноугловое или равноплощадное проецирования**.

Равноугловое проецирование (стереографическая проекция, или проекция Вульфа) характеризуется тем, что конус, определенный векторами, которые отклонены на один и тот же заданный угол от центрального вектора, отображается как круг возле этого центрального вектора, независимо от того, как направлен центральный вектор. Однако видимый диаметр круга зависит от направления центрального вектора. Он меньше, если центральный вектор имеет крутое наклонение и, таким образом, отображается возле центра проекции.

Равноплощадная проекция (проекция Ламберта) обладает таким свойством, что «след» конуса векторов при центральном векторе останется постоянным по площади независимо от направления центрального вектора. Однако при равноплощадной проекции круговой конус будет отображаться как эллипс, кроме случая, когда центральный вектор направлен вертикально.

Контрольные вопросы

1. Как производится ориентация образцов?
2. При каких условиях пользуются солнечным компасом?
3. Каким прибором измеряется остаточная намагниченность?
4. Какова чувствительность современных магнитометров: скиннеров, криогенных магнетометров?
5. Какие параметры измеряются с помощью магнитометров?
6. Какая цель магнитной чистки образцов?
7. Какие существуют методы магнитной чистки образцов?
8. От чего зависит время релаксации (изменения) намагниченности образцов?
9. Какая из намагниченностей является наименее и наиболее устойчивой к нагреву?
10. Каким образом графически изображается вектор намагниченности?

5. ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Основу использования палеомагнетизма в стратиграфии составляют четыре явления:

- связь характеристик геомагнитного поля с географическими координатами (наклонение связано с местоположением, то есть с широтой);
- фиксация направленности геомагнитного поля в магнитных минералах и горных породах;
- смена полярности геомагнитного поля;
- тектонические движения блоков земной коры.

Если для тектонической реконструкции палеомагнитных данных используется склонение и наклонение вектора остаточной намагниченности, а также координаты палеомагнитного полюса, то для стратиграфических определений достаточно знать только полярность намагниченности, которая бывает прямой или обратной.

Палеомагнитные исследования в стратиграфии преследуют две цели:

- решение прямой задачи, то есть создание **шкалы геомагнитной полярности**, построенной по результатам изучения разновозрастных геологических объектов;
- решение обратной задачи (определение абсолютного возраста) заключается в использовании имеющихся шкал для стратиграфической интерпретации.

5.1. Петрофизические основы палеомагнитного датирования

Геомагнитные инверсии проявляются одновременно на всей территории земного шара и могут быть обнаружены в исследуемых геологических разрезах и прослежены в разновозрастных отложениях различных регионов. Если составить палеомагнитную шкалу для какого-либо хорошо изученного района и надежно датировать положения границ, где происходит смена знаков намагниченности, то с помощью палеонтологических и физических методов можно получить своеобразный эталон, с которым можно будет сопоставлять результаты палеомагнитного изучения других территорий. Сравнивая «спектры» смены полярностей, можно соотнести их с определенным участком эталонного разреза и определить возраст сопоставляемых с ним толщ.

Такая эталонная шкала получила название **палеомагнитной (магнитохронологической или магнитостратиграфической)**. Она играет такую же роль, как стратиграфическая шкала в палеонтологии.

Существует несколько видов шкал геомагнитной полярности, отличающихся протяженностью шкал во времени и способом оценки точности построения:

- шкала линейных магнитных аномалий океанов;
- магнитохронологическая шкала, основанная на датировках абсолютного возраста;
- шкала геомагнитной полярности по данным океанических осадков;
- магнитохронологическая шкала, основанная на палеомагнитных исследованиях геологических разрезов.

В зависимости от длительности своего существования **магнитостратиграфические** подразделения получают различные наименования. Отрезки шкалы геомагнитной полярности, интервалы, распространения которых приблизительно соответствуют эратемам, называются **мегазонами**; единицы, отвечающие системам, – **гиперзонами**; отделам и нескольким ярусам – **суперзонами**; ярусам или зонам – **ротозонами**. Кроме того, нередко наблюдаются интервалы разрезов, соответствующие неустойчивому состоянию магнитного поля.

Дополнительные сведения о характере проявления магнитных инверсий дает изучение линейных геомагнитных аномалий, наблюдаемых в породах, слагающих дно океана. Известно, что поверхность океанического дна постепенно обновляется в результате поступления свежих масс вещества из недр Земли. Разрастание поверхности дна океана совершается импульсивно, поэтому дно оказывается сложным чередованием продольно вытянутых геологических тел. Каждое из тел фиксирует свойства магнитного поля, существовавшего в момент образования этого тела, и имеет соответственно прямую или обратную намагничен-

ность. Зная скорость расширения морского дна и имея определения возраста для горных пород, составляющих зоны магнитных аномалий, можно создать так называемую шкалу геомагнитной полярности. Эта шкала позволяет проконтролировать данные, полученные по результатам бурения, и проследить историю геомагнитных инверсий по крайней мере до юрского периода.

Первая такая шкала геомагнитной полярности была составлена Хайцлером в 1968 г. по результатам гидромагнитных измерений по профилю, пересекающему Южно-Атлантический горный хребет [12]. Авторами построена блоковая модель магнитной полярности пород земной коры и определена скорость раздвижения Средино-Атлантического хребта (рис. 11).

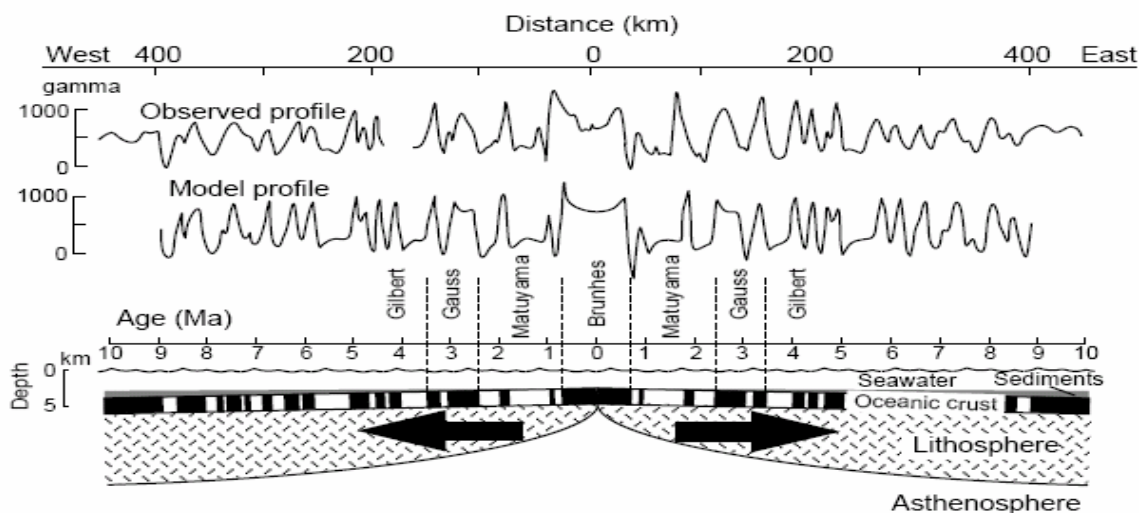


Рис. 11. Формирование морских магнитных аномалий в океанском горном хребте в процессе расширения морского дна [12]

На рис. 11 черные блоки океанской коры соответствуют нормальной полярности, а белые – обратной полярности термоостаточной намагниченности, приобретенной в процессе первичного охлаждения океанской коры. Границы эпох показаны штриховыми линиями. Абсолютный возраст океанской коры отложен сверху по горизонтали, а ниже – теоретический и наблюдаемый графики напряженности магнитного поля.

График магнитной аномалии вычислен для уровня поверхности моря как поле от модели блока, имеющего ту же полярность намагниченности, что и соответствующий блок океанской коры. Наблюдаемый (реальный) профиль – это современный, наблюдаемый на уровне моря профиль магнитной аномалии, идущий поперек Средино-Атлантического хребта. Выделенным элементам морских магнитных аномалий были приданы номера, увеличивающиеся с удалением от гребней океанских горных хребтов, и построена магнитостратиграфическая шкала Хайцлера.

Таким образом, возраст океанской коры в Южной Атлантике и возрасты связанных с ней интервалов геомагнитной полярности могут быть предсказаны. Эта процедура привела к построению временной шкалы полярности. Последующие 20 лет исследований показали, что для предсказанного возраста 70 млн. лет эта временная шкала оказалась сдвинута лишь на примерно 5 млн лет [12].

Дополнительно было установлено, что частота инверсий геомагнитного поля не постоянная, в кайнозое она увеличилась в 4 раза, что также явилось диагностическим признаком (рис. 11).

5.2. Методика палеомагнитного датирования горных пород

При отсутствии палеонтологических и иных данных о возрасте горных пород применяются палеомагнитологические методы датирования. Основной результат, получаемый в ходе палеомагнитных исследований, представляет собой датированное направление древнего геомагнитного поля, осредненного на некотором сравнительно небольшом в геологическом масштабе времени временном интервале. Поэтому основными искомыми характеристиками являются: направление вектора остаточной намагниченности, погрешность его определения и геологическое время, которому соответствует это направление.

Неоднозначность интерпретации (корреляция разрезов) заключается в том, что при «пестром» сочетании зон прямой и обратной полярности в сравниваемых разрезах требуются хотя бы приблизительные оценки возраста горных пород, полученные по палеонтологическим или другим данным. Только в этом случае можно привязать разрез к определенному участку магнитостратиграфической или магнитохронологической шкалы, провести корреляцию и уточнить привязку границ.

Палеомагнитный метод решает следующие стратиграфические задачи:

- расчленение или стратификация геологических разрезов на основе разнополярных зон;
- корреляция разновозрастных геологических разрезов при совпадении палеомагнитных зон;
- привязка геологического разреза к магнитостратиграфической шкале района и региональная корреляция разреза;
- привязка магнитостратиграфической шкалы к магнитохронологической, точное определение возраста границ палеомагнитных зон и глобальная корреляция разрезов.

Существуют и другие задачи, например оценка скорости осадконакопления, оценка возраста дна океана.

Результаты датирования носят вероятностный характер, поэтому процедура датирования заключается в проверке статистических гипотез.

Статистическая гипотеза – это утверждение относительно одного или более параметров распределения генеральной совокупности или о самой форме распределения. Проверка статистической гипотезы (или тестирование) – позволяет принять или отвергнуть так называемую **нулевую гипотезу** (H_0), под которой понимают некоторое высказывание (рабочая гипотеза). Справедливость нулевой гипотезы проверяется по имеющейся выборке, и если нулевая гипотеза и имеющиеся данные согласуются с большой степенью правдоподобия, то считается, что H_0 не противоречит им. В противном случае нулевая гипотеза отклоняется.

При проверке статистической гипотезы используют некоторую подходящую числовую величину (**статистику критерия**), для которой известна функция плотности при условии выполнения нулевой гипотезы H_0 . Предполагается, что имеется качественная информация относительно того, какого типа отклонения от H_0 требуется выявить. Область, близкая к моде нулевого распределения статистики критерия (распределения статистики в случае истинности нулевой гипотезы), имеет высокую вероятность, тогда как «хвосты» распределения – это области малых вероятностей. Если величина критериальной статистики попадает в область нулевого распределения, имеющую большую вероятность, то можно сделать вывод о том, что выборка не противоречит проверяемой нулевой гипотезе (она согласуется с H_0). Напротив, если наблюдается крайнее, почти невероятное при выполнении H_0 значение величины критерия, то это следует рассматривать как расхождение с H_0 .

Необходимо также учитывать возможную неоднозначность интерпретации результатов тестирования, потому что предположение должно быть отвергнуто, если имеется противоречащий пример, но необязательно должно быть принято, если такого примера найти не удалось.

Если из **A** вытекает **B**, и не выполняется **B**, то несправедливо и **A**. В то же время “если из **A** следует **B**, и **B** выполняется, то также справедливо и **A**” является ложным, так как спра-

ведливость **В** может быть следствием не только выполнения **А**, но и в результате наступления другого события (например **С**).

Например, при проведении теста складки для двух крыльев, если намагниченность пород складки доскладчатая (событие **А**), то средние направления векторов намагниченности в стратиграфической (древней) системе координат для крыльев складки совпадут между собой (событие **В**). Если в результате проведения теста направления намагниченности окажутся различающимися (событие **В** не выполняется), то из этого следует, что намагниченность нельзя признать доскладчатой (отрицание **А**). Если же в результате проведения теста складки направления намагниченности будут признаны совпадающими, то это еще не означает доскладчатости намагниченности [10, 11].

5.3. Методы тестирования горных пород

На основании тестирования (проведения тестов) можно выяснить, образовалась ли намагниченность в момент формирования пород или была приобретена в ходе вторичных преобразований (температурных или химических). Наиболее разработанными тестами являются: **тест складки, тест галек и тест контакта** [10, 11, 13].

При интерпретации палеомагнитных данных применяют **современную (географическую) и древнюю (стратиграфическую) системы координат**. В современной системе координат вектор намагниченности занимает направление, совпадающее с положением геомагнитного полюса в настоящее время, в древней системе координат – направление вектора намагниченности до смятия пластов в складку.

Тест складки

С помощью теста складки производят оценку возраста намагниченности относительно времени складкообразования. Тест складки основан на следующих основных предположениях: первичное положение слоев известно, и пласты вращались вокруг горизонтальных осей; анализируемая намагниченность образовалась в одном по направлению геомагнитном поле либо до, либо после складкообразования.

Если эти предположения удовлетворяются, то формулируется некоторая, зависящая от модификации теста складки, гипотеза, которая проверяется статистическими методами.

Тест складки заключается в том, что первоначальные направления векторов первичной намагниченности в горизонтально залегающих породах совпадают. Если затем в какой-то геологический период произошло нарушение, то направления векторов намагниченности в современной системе координат будут различаться (рис. 12).

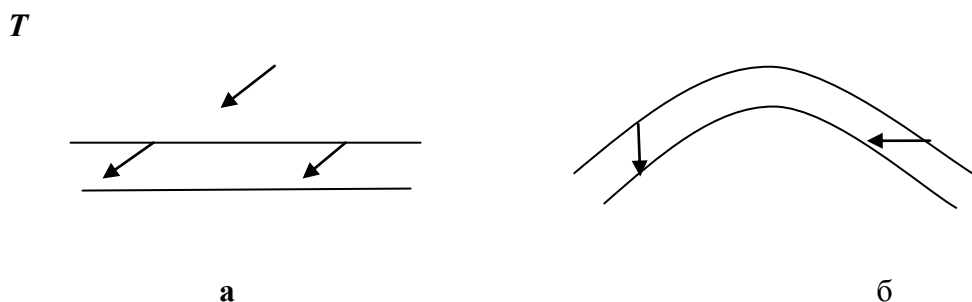


Рис. 12. Изменение положения вектора намагниченности после складкообразования:
а – в древней системе координат, б – в современной системе координат;
Т – вектор напряженности внешнего намагничивающего поля

На рис. 12 представлено распределение векторов намагниченности для двух крыльев складки в древней и современной системе координат для случая доскладчатой намагниченности. Направления векторов в древней системе координат (рис. 12, а) совпадают, а в современной системе координат средние направления векторов намагниченности различаются (рис. 12, б).

При доскладчатой намагниченности кроме совпадения средних направлений для крыльев в древней системе координат должны выполняться следующие условия:

- не должно быть корреляции между векторами намагниченности в древней системе координат и элементами залегания пластов;
- в современной системе координат вид распределения векторов намагниченности должен определяться только распределением векторов в древней системе координат и элементами залегания пласта.

Таким образом, если намагниченность возникла в породе до складкообразования, то для определения направления геомагнитного поля и положения палеомагнитного полюса используют векторы намагниченности в древней системе координат, в противном случае – в современной системе координат.

Аналогичные рассуждения применимы для случая послескладчатой намагниченности (рис. 13).

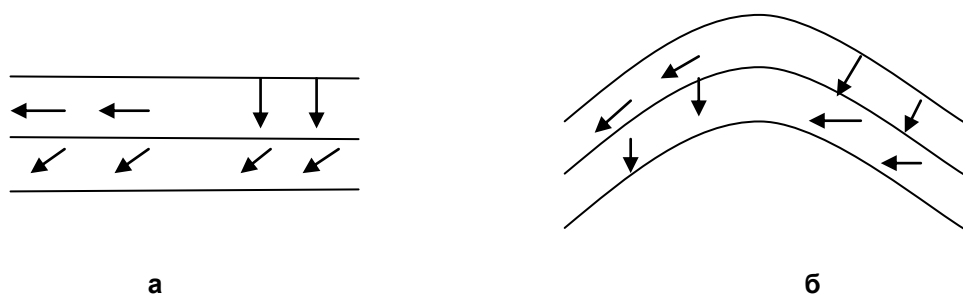


Рис. 13. Расположение векторов доскладчатой (нижний слой) и послескладчатой (верхний слой) намагниченности в древней (а) и современной (б) системах координат

Таким образом, после проведения проверки гипотезы в двух координатных системах возможна следующая интерпретация результатов тестирования (см. таблицу):

- гипотеза удовлетворяется только в древней системе координат (намагниченность доскладчатая);
- гипотеза удовлетворяется только в современной системе координат (намагниченность послескладчатая);
- гипотеза отвергается в обеих координатных системах (намагниченность является суммой до- и послескладчатой компонент);
- гипотеза удовлетворяется в обеих системах координат (тест не дает определенного вывода: недостаточны вариации элементов залегания пластов и/или недостаточен объем коллекции).

Интерпретация проверки значимости различий средних направлений

В древней системе координат, направления:	В современной системе координат направления:	Вывод
Совпадают	Различаются	Намагниченность доскладчатая
Различаются	Совпадают	Намагниченность послескладчатая
Различаются	Различаются	Суперпозиция до- и послескладчатой компонент либо намагниченность синскладчатая
Совпадают	Совпадают	Неопределенный: недостаточные вариации в элементах залегания пластов и/или недостаточный объем коллекции

Кроме вышеизложенного способа тестирования палеомагнитных данных существуют другие модификации теста складки. Все они основаны на одновременном выполнении следующих предположений:

- известно первичное положение смятых в складку слоев (чаще предполагается их горизонтальное залегание);
- при деформации слои поворачивались, как твердые тела вокруг горизонтальной оси вращения;
- намагниченность пород однокомпонентная и целиком образовалась либо до, либо после деформации.

Модификацией теста складки является **тест выравнивания** (отношение кучностей), который основан на сравнении кучностей распределения намагниченности в древней и современной системах координат. Если кучность в древней системе координат превышает кучность векторов в современной системе координат, то преобладает доскладчатая намагниченность (рис. 14).

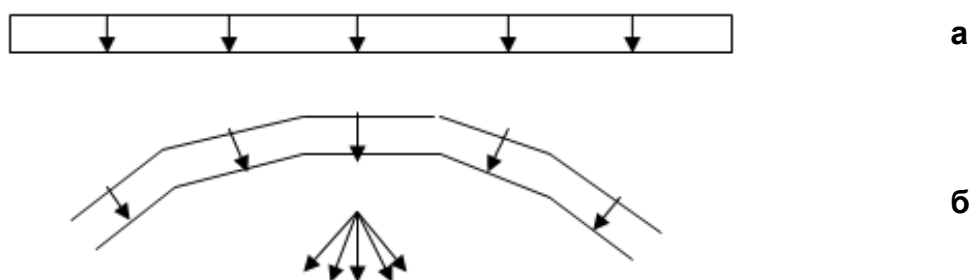


Рис. 14. Соотношение концентрации векторов доскладчатой намагниченности: а – направления векторов в древней системе координат, б – направления векторов намагниченности и их кучность в современной системе координат

Если исходная намагниченность доскладчатая, то моделирование исходного распределения и пересчет его в современную систему координат дает аналогичное исходному распределение векторов в современной системе координат, так как оно определяется лишь распределением доскладчатой намагниченности в древней системе координат и элементами залегания пластов.

Если намагниченность является суперпозицией до- и послескладчатой компонент – тогда моделирование исходного распределения и пересчет его в современную систему координат дает распределение, отличающееся по кучности от исходного распределения векторов в современной системе координат. Моделируя многократно исходное распределение векторов намагниченности в древней системе координат и пересчитывая их в современную координатную систему, можно получить оценку кучности распределения векторов в современной системе координат при условии выполнения предположения доскладчатости исходной намагниченности.

Если имеющееся распределение векторов в современной системе координат не удовлетворяет модельным распределениям, то предположение доскладчатости отвергается. Например, при наличии в анализируемой выборке до- и послескладчатой компонент намагниченности кучность исходного распределения векторов в современной системе координат будет отличаться от кучности модельных распределений, полученных в предположении доскладчатости намагниченности.

Наоборот, если кучность в современной системе координат значимо больше кучности в древней системе координат, то в исходной намагниченности преобладает послескладчатая компонента. Так как преобладание той или иной компоненты – единственный корректный вывод, который может быть сделан при использовании теста выравнивания, то он не может применяться для датирования намагниченности относительно времени складкообразования.

Существует еще одна модификация теста складки, основанная на расчете корреляции между векторами доскладчатой намагниченности в современной системе координат и элементами залегания пластов. В случае доскладчатой намагниченности график зависимости намагниченности от угла имеет линейный характер.

Тест галек

Тест галек основан на том, что первичная намагниченность переотложенных пород (галек, конгломератов) распределена в пространстве хаотично (кучность векторов близка к нулю). Если вторичная намагниченность не хаотична, то намагничение произошло после переотложения пород. Естественно, что этот тест используется только для определения возраста образования намагниченности по отношению ко времени переотложения пород.

Таким образом, решающим правилом датирования горных пород тестом галек будет следующее общеметодологическое положение.

Если намагниченность в гальках образовалась до переотложения пород в виде конгломератов (событие **А**), то величина среднего вектора **r** будет сравнительно мала (событие **В**). Если при проведении теста галек окажется, что величина **r** велика, то это ведет к отрицанию события **А**. Вместе с тем, если при тестировании выборочное значение статистики **r** мало, то это не означает справедливости нулевой гипотезы; такое значение выборочной статистики может быть обусловлено наличием, например, вторичной разнополярной компоненты намагниченности с приблизительно равным количеством образцов разной полярности.

Тест контакта

Тест контакта базируется на том, что при внедрении интрузии на границе с вмещающими породами возникает зона контакта. При этом вмещающие породы нагреваются выше точки Кюри и полностью перемагничиваются. По соотношению намагниченности интрузии, пород контакта и вмещающих пород можно произвести датирование – определить возраст вмещающих пород по отношению ко времени внедрения интрузии. Например, совпадение намагниченности интрузии и пород экзоконтакта свидетельствует о первичности намагниченности пород интрузии. К сожалению, такая интерпретация не единственная.

Существует еще один способ датирования – **тест обращения**, который тестом, по сути, не является, но позволяет установить наличие или отсутствие вторичной компоненты намагниченности. Так, если в геологическом разрезе присутствуют породы с прямой и обратной намагниченностью, и в более позднее время наложилась вторичная намагниченность, то угол между разнонамагнитными объектами будет меньше 180° .

Контрольные вопросы

1. Какие исходные данные необходимы для построения магнитостратиграфической шкалы?
2. Что такое палеомагнитная (магнитостратиграфическая) шкала?
3. Какие стратиграфические задачи решает палеомагнитный метод?
4. В чем неоднозначность корреляции разрезов палеостратиграфическим методом?
5. Кем и когда создана первая временная шкала геомагнитной полярности?
6. Какая погрешность датирования по временной шкале Хайцлера?
7. Методы тестирования осадочных пород.
8. В чем суть теста складки?
9. В каком случае в датировании используется тест контакта?
10. Что такое кучность векторов намагниченности?

6. ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

В настоящее время основной задачей палеомагнитологии является реконструкция глобальных геотектонических движений, так как без выяснения движения континентов, плит и крупных элементов земной коры в историческом прошлом не представляется возможным решение практических задач, в том числе закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и обеспечения экологической безопасности населения.

Движение литосферных плит можно описать в абсолютной или относительной системе координат. В абсолютной системе описывается движение относительно Земли в целом, а в относительной – движение одной плиты относительно другой, причем одна из плит условно считается неподвижной.

В соответствии с принципом осевого геоцентрического диполя изменение палеомагнитных направлений в любой области земной поверхности есть лишь следствие локальных, региональных и глобальных тектонических движений. Кроме склонения и наклонения при тектонической интерпретации можно использовать положение палеомагнитного полюса, то есть вычислять его координаты того времени, когда намагниченность образовалась.

6.1. Основы палеомагнитной реконструкции

Все тектонические задачи, решаемые палеомагнитологией, условно подразделяются на локальные, региональные и глобальные. Палеомагнитная реконструкция производится после выделения компонент намагниченности и датирования горных пород исследуемой территории.

С позиций центрального осевого геомагнитного диполя геомагнитный полюс в среднем неподвижен и практически совпадает с географическим. Поэтому движения палеомагнитного полюса являются кажущимися, а его движение объясняется перемещением горных пород. Несовпадение траекторий движения палеомагнитных полюсов материков объясняется движением их относительно друг друга.

Следовательно, траектории палеомагнитных полюсов в общем случае не являются действительными следами движения географических полюсов по земной поверхности, и поэтому их называют траекториями **кажущейся миграции полюса**. Сравнение таких траекторий для блоков земной коры сразу позволяет судить о масштабе, характере и времени относительных горизонтальных движений между этими блоками и является первым и необходимым этапом палеотектонических реконструкций.

Палеомагнитные определения дают, по существу, взаимное расположение точек наблюдений по древней широте и по отношению к полюсам, а также ориентировку территорий по отношению к меридиану.

Кажущиеся миграции полюсов Земли связаны с перемещением в пространстве крупных блоков земной коры – литосферных плит. Для каждого такого блока можно построить свою траекторию кажущегося движения полюса. Истинное же положение полюсов Земли помогают установить математические модели, описывающие картину дрейфа континентов и расширения океанических впадин на протяжении геологической истории.

Если исследовать наклонение намагниченности и будет изучено изменение палеошироты геологического объекта (перемещение по меридиану), то такая задача условно принимается за глобальную. Если изучать склонение намагниченности (условно принимая угол наклонения постоянным), то это относится к локальным поворотам исследуемого объекта.

Если коровый блок намагничен, когда находился на некоторой широте (темный блок на рис. 15, а), и затем был перемещен в более высокие широты (светлый блок на рис. 15, а), то наблюдаемое наклонение древней намагниченности в этом коровом блоке будет меньше, чем ожидаемое наклонение в его новом местоположении. Таким образом, широтное продвижение к палеомагнитному полюсу сопровождается **«понижением» наклонения**.

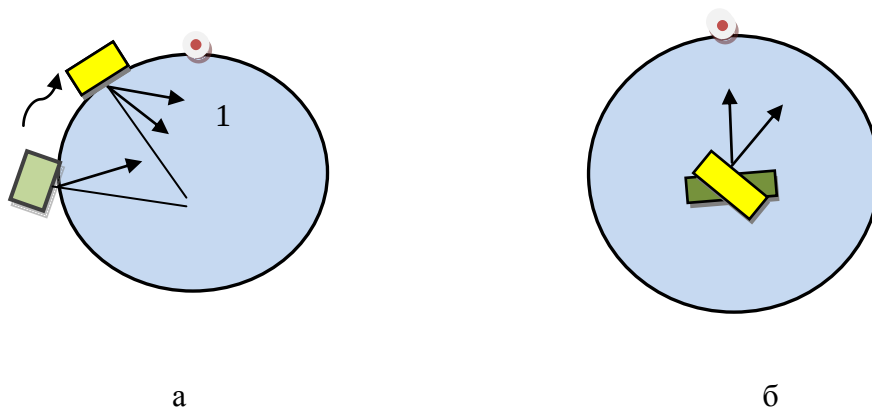


Рис. 15. Изменение магнитного наклонения за счет широтного смещения тектонического блока (а) и изменение магнитного склонения за счет его вращения (б). Положение магнитного полюса указано точкой вверху [1]

На рис. 15, б изображена схема изменения магнитного склонения при вращении тектонического блока вокруг вертикальной оси. До вращения магнитное склонение равно нулю (темный блок на рис. 15, б), а при вращении вокруг вертикальной оси оно повернулось по часовой стрелке на некоторый угол (светлый блок на рис. 15, б). Если вращение изменяет и географическую широту блока, то следуют понижение наклонения и изменение склонения намагниченности.

Необходимо учитывать, что при частой смене полярности геомагнитных полюсов может возникнуть неоднозначность интерпретации в определении палеополя по палеомагнитным измерениям. Горные породы, расположенные в северном полушарии, при нормальной полярности имеют положительное наклонение, а породы обратной полярности имеют отрицательное наклонение. Однако те же породы, перемещенные в южное полушарие, имеют положительное наклонение при обратной полярности.

Так что неясно, относятся ли породы с положительными наклонениями к периоду нормальной полярности, намагниченными в северном полушарии или же они образовались в поле обратной полярности, но намагниченными в южном полушарии.

6.2. Методы палеомагнитной реконструкции

Кажущиеся миграции полюсов Земли связаны с перемещением в пространстве крупных блоков земной коры – литосферных плит. Для каждого такого блока можно построить свою траекторию кажущегося движения полюса. Истинное положение полюсов Земли помогают установить математические модели, описывающие картину дрейфа континентов и расширения океанических впадин на протяжении геологической истории. Существует два основных способа решения этой задачи: **способ Ирвинга** и **способ Грэхема** [9].

Способ Ирвинга

Пусть имеются положения трёх палеомагнитных полюсов P_1 , P_2 и P_3 , вычисленные относительно точки **А** наблюдения на первом континенте для моментов геологического времени t_1 , t_2 , и t_3 , а также значения ϕ_1 , ϕ_2 , ϕ_3 палеомагнитных широт точки **В** на втором континенте в те же моменты. Окружности малых кругов, описанные на земной поверхности вокруг полюсов P_1 , P_2 и P_3 дугами $90 - \phi_1$, $90 - \phi_2$ и $90 - \phi_3$, задают возможные положения точки **В** второго континента (рис. 16).

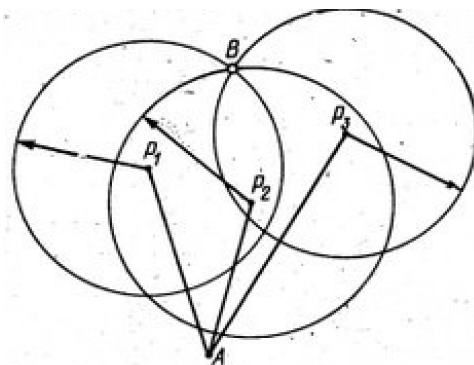


Рис. 16. Тектоническая реконструкция способом Ирвинга (обозначения в тексте) [9]

Если оба континента не изменили своего взаимного расположения за время t_1 – t_3 , то эти окружности пересекутся в одной точке, которая и покажет положение точки **В** наблюдений на втором континенте относительно первого. Поскольку ориентировка древних меридианов на втором континенте из палеомагнитных наблюдений также известна для моментов t_1 , t_2 , t_3 , определится и поворот второго континента относительно первого.

Способ Грехема

На рис. 17 поэтапно рассмотрена «картина» взаимного расположения двух континентов **А** и **Б**, которые были частью одной плиты. Цифрами от 1 до 10 указаны последовательные положения палеомагнитных полюсов для континентов **А** и **Б**.

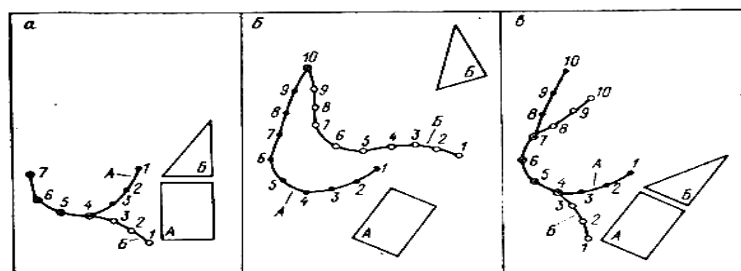


Рис. 17. Реконструкция взаимного расположения континентов **А** и **Б** (пояснения в тексте)

На интервале времени 4–7 континенты **А** и **Б** представляли единое целое и двигались совместно (рис. 17, а). Пусть в эпоху 7 произошёл раскол, и в дальнейшем континенты двигались друг относительно друга, в результате чего современное положение континентов и жёстко связанных с ними миграционных кривых начинается с точки 10. Современное положение континентов и траекторий кажущейся миграции полюсов показано на рис. 17, б, а реконструкция положений континентов путем совмещения траекторий на участках 4–7 изображена на рис. 17, в [13].

6.3. Примеры геодинамических реконструкций

В настоящее время в результате палеомагнитного анализа расшифрованы тектонические процессы и получены уникальные данные о геологической истории Земли, континентов, коровых блоков и отдельных тектонических структур [1, 6, 7, 13, 14]. В качестве примера эффективного применения палеомагнитного анализа для геодинамических реконструкций можно указать:

- реконструкцию положения материков в карбоне;
- реконструкцию формирования и распада Пангеи;
- траекторию движения и взаимного расположения Русской и Сибирской платформ в триасе.

Реконструкция положения материков

По результатам многолетних палеомагнитных исследований образцов горных пород с разных континентов составлена схема перемещения континентальных блоков (движения материков).

На рис. 18 показано, как перемещались континентальные блоки с карбона (300 млн лет) до палеогена (30 млн лет).

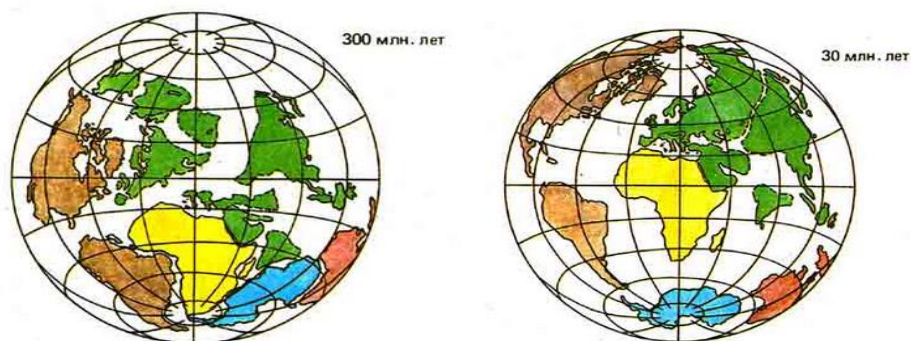


Рис. 18. Реконструкция расположения материков в карбоне и палеогене [13]

Реконструкция формирования и распада Пангеи

Впервые метод совмещения миграционных кривых был применен при изучении процесса формирования и распада Пангеи. Сравнение траекторий полюсов для всех континентов на палеогеографической реконструкции Вегенера-Дю-Тойта показало, что согласие участков этих кривых наблюдается для интервала силур – поздний триас. В досилурийское время существовали, по крайней мере две группировки континентов, – Гондвана и Евразмерика: на рис. 19 изображена схема миграции палеомагнитных полюсов при реконструкции Пангеи.



Рис. 19. Схема миграции палеомагнитных полюсов на реконструкции Пангеи [12]

На рис. 19 показана кажущееся перемещение магнитных полюсов до образования Пангеи для разных территорий: 1–3 – траектории миграции полюса для Сибири, Гондваны и Евразмерики; 4–9 – траектории полюса для Индии (4), Африки (5), Европы (6), Северной Америки (7), Южной Америки (8) и Антарктиды (9).

Реконструкция движений Сибирской плиты

На рис. 20 изображена тектоническая реконструкция палеозойских горизонтальных движений, сформировавших современное положение Сибирской плиты.

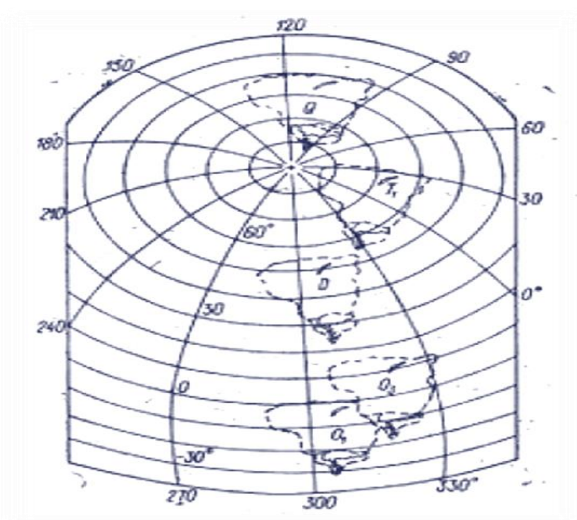


Рис. 20. Дрейф сибирской платформы (цифрами указана географическая широта и долгота) [9]

В начале кембрия Сибирская платформа была расположена в южном полушарии и ориентирована современным своим южным краем на север. С того времени плита двигалась на север и к концу ордовика переместилась из широтного пояса 30–10 ю.ш. в пояс 5 ю.ш. – 15 с.ш., т.е. прошла около 3000 км. В дальнейшем платформа приближается к северному полюсу своим западным (ныне восточным) краем, в перми-триасе проходит мимо полюса и меняет свою ориентацию относительно полюса на обратную (рис. 20).

Таким образом, палеомагнитология позволяет определить перемещения и вращения щитов, платформ, материков и более мелких объектов, которые сопровождаются тектоническими нарушениями в зонах сжатия и растяжения, магматизмом, внедрением интрузий, потенциально несущих различную минерализацию.

Контрольные вопросы

1. Какова природа магнитного поля Земли?
2. Назовите основные методы палеомагнитных реконструкций.
3. Почему возникает неоднозначность интерпретации палеомагнитных данных?.
4. Что такое кажущаяся миграция магнитного полюса?
5. Как изменяется магнитное наклонение при движении тектонического блока на север?
6. Как меняются параметры геомагнитного поля при вращении тектонического блока?
7. Учитывается ли в палеомагнитологии величина намагниченности?
8. В каких единицах измеряются магнитное наклонение и склонение?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Роль геомагнитного поля в развитии органической и неорганической жизни на Земле до конца не изучена, но она огромна. Магнитосфера Земли предохраняет биосферу от испепеляющего действия корпускулярного потока Солнца, который отклоняется геомагнитным полем и покидает околоземное пространство.

Природа магнитного поля Земли до сих пор неясная, но наиболее приемлемой считается гипотеза гидродинамического динамо – своеобразной динамо-машины, возникающей на границе мантии и жидкой части ядра. Наиболее слабым местом этой гипотезы является необходимость существования первоначального тока для «запуска» такой динамо-машины. Предполагается, что такой ток мог возникнуть за счет «проскальзывания» ядра относительно мантии, что является вероятным при изменении скорости вращения Земли вокруг своей оси.

Явление палеомагнетизма лежит в основе одной из самых «юных» наук о Земле – палеомагнитологии, уникальные данные которой по исследованию горных пород океанов произвели революцию в понимании глобальных геотектонических процессов. Принципиальным вкладом палеомагнетизма в науки о Земле явились исследования, подтвердившие в конце 1950-х–начале 1960-х годов теорию континентального дрейфа.

Возможности применения палеомагнетизма в геологических науках далеко не исчерпаны, чем объясняется необходимость ознакомления студентов с теоретическими основами палеомагнетизма и методами палеомагнитологического датирования горных пород, корреляции геологических разрезов, проведении палеотектонических реконструкций.

Палеомагнитные данные помогают геологам контролировать бурение скважин, уточнять возраст рудных месторождений, реконструировать движения земной коры и составлять геологические карты. Палеомагнетизм открыл новые возможности для изучения географической обстановки минувших эпох, дал дополнительные сведения об условиях и продолжительности существования древних организмов и позволил внести ряд уточнений в шкалу геологического времени, построенную на биостратиграфической основе. Одной из фундаментальных задач палеомагнитологии остается построение геодинамических реконструкций.

Тектоника плит рассматривает литосферу Земли как динамическую систему расширяющихся океанских горных хребтов, трансформных разломов и зон субдукции. Континентальный дрейф теперь рассматривается как непосредственное следствие тектоники плит, а сложность строения горообразовательных поясов вытекает из подвижности континентальной коры. Краины континентов часто тектонически активны, особенно над зонами субдукции. Части континентальной коры могут откалываться от континента и двигаться, а их передние части континентов поглощаться мантией. Палеомагнетизм играет центральную роль в развитии представлений континентальной геологии, особенно при комбинации тектоностратиграфических террейнов (автохтонных массивов), являющихся небольшими обломками континентов.

Изучение разрезов донных осадков по материалам опробования, проведенного в глубоководных областях океанов, позволило уточнить палеомагнитную шкалу для позднего кайнозоя и продолжить ее вглубь времен до начала неогена. В дальнейшем, по мере развития подводного бурения, по видимому, удастся создать такую шкалу для всего кайнозоя и верхней части мезозоя.

Необходимо указать на пока практически не используемые возможности палеомагнитологии по глобальному прогнозированию месторождений полезных ископаемых. Не исключено, что крупные месторождения были когда-то фрагментированы, а затем перемещены тектоническими движениями вместе с литосферными плитами и континентами.

Методы палеомагнитологии широко применяются в археологии для датирования артефактов. Это основано на том, что ферромагнетики одинаково реагируют на воздействие высокой температуры естественного или искусственного происхождения, например, в гончарной печи. Глина, из которой изготавливают керамические изделия, почти всегда содержит ферромагнитные частицы. В археологии палеомагнитный метод датирования используется для идентификации черепков гончарной продукции (горшков, кирпичей, черепицы) как по времени изготовления, так и по принадлежности черепков к одному изделию.

Краткий обзор палеомагнитологических методов изучения горных пород позволяет сделать вывод, что дальнейшее развитие палеомагнитологии и совершенствование инструментальных методов исследований приведут к новым научным открытиям и практическим результатам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батлер Р.Ф. Палеомагнетизм. От магнитных доменов до геологических террейнов; пер. с англ. СПб., 1998. 288 с. URL: <http://www.geokniga.org/books/15607> (дата обращения: 02.06.2018).
2. Брагинский С.И. Геомагнитное динамо // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1978. № 9. С. 74–90.
3. Бурлацкая С.П. Архемагнетизм. Структура и эволюция магнитного поля Земли. М.: ГЕОС, 2007. 343 с.
4. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории; пер. с англ. М.: Техносфера, 2006. 576 с.
5. Исследование магнитных свойств горных пород: сборник научных трудов / отв. ред. В.И. Белоконов. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2006. 115 с.
6. Колесов Е.В. Магнитостратификация палеозоя Северо-Востока России. Магадан: Изд-во Северо-Вост. Науч. центра ДВО РАН, 2010. 161 с.
7. Кравчинский А.Я. Палеомагнетизм и палеографическая эволюция континентов. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
8. Метелкин Д. В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: Изд-во Ин-та нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 2012. 460 с.
9. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология / под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
10. Шипунов С.В. Элементы палеомагнитологии. М.: ГИН РАН, 1994. 64 с.
11. Bazhenov M.L., Shipunov S.V. Fold test in paleomagnetism. New approaches Cambridge: Univ. Press, 1993. 412 p.
12. Heirtzler, J.R., Dickson, G.O., Herron, E.M. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*. 1968;73(6): 2,119–2,136.
13. McElhinny M.W. Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge, Univ. Press, 1973. 358 p.
14. Van der Voo R. Palaeomagnetism of the Atlantic. Tethys and Iapetus oceans. Cambridge, Univ. Press, 1993. 412 p.