

НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

КАФЕДРА ОБЩЕЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Курсовая реферативная работа

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Новосибирск 2014

Аннотация

В данной работе рассмотрены основные понятия палеомагнетизма и магнитостратиграфии. Описаны этапы изучения магнитного поля Земли и магнитные свойства пород, приведены современные знания в данной теме. Перечислены и охарактеризованы основные методы отбора образцов, выделения и датирования компонент намагниченности. Показаны приложения палеомагнетизма в стратиграфии и тектонике. Отражена связь палеомагнетизма с другими науками, его место в деятельности НГУ и института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН.

Ключевые слова: геомагнитное поле, магнитная чистка, магнитостратиграфия, палеомагнетизм, гистерезис.

Abstract

In this work the basic concepts of paleomagnetism and a magnetostratigraphy are considered. Stages of studying of a magnetic field of Earth and magnetic properties of breeds are described, given the modern knowledge of this subject. The main methods of sampling, allocation and dating a magnetization component are listed and characterized. Paleomagnetism appendices in a stratigraphy and a plate tectonic are shown. Communication of paleomagnetism with other sciences, its place in activity of NSU and institute of oil and gas geology and geophysics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science was shown.

Keywords: geomagnetic field, magnetic cleaning, magnetostratigraphy, paleomagnetism, hysteresis.

Оглавление

Введение

Глава 1. Исторический обзор

Глава 2. Объекты изучения, цели и задачи исследований

Глава 3. Современные знания, методы и средства исследований

3.1 Свойства геомагнитного поля

3.2 Магнитные свойства горных пород

3.3 Отбор палеомагнитных образцов

- 3.4 Магнитная чистка
- 3.5 Графическое представление палеомагнитных данных
- 3.6 Компонентный анализ
- 3.7 Датирование компонент намагниченности
- 3.8 Магнитостратиграфия
- 3.9 Магнитостратиграфическая шкала
- 3.10 Палеомагнетизм и тектоника

Глава 4. Связь с другими научными дисциплинами

Глава 5. Исследования, проводимые в институтах геологического профиля Новосибирского центра СО РАН и лекционные курсы на ГГФ НГУ по данной теме

Заключение

Словарь основных терминов

Список использованной литературы

Введение

Палеомагнетизм является разделом геомагнетизма, выросший в самостоятельную науку, занимающуюся исследованиями изменений магнитного поля Земли на протяжении всей геологической истории. Для современных учёных наибольший интерес представляют приложения палеомагнетизма в тектонике и стратиграфии. Так с помощью палеомагнитного метода возможно определение передвижений материков и океанов в прошлом. Магнитостратиграфия появилось при использовании палеомагнитных методов при решении стратиграфических задач. Магнитное поле, неуловимое ни какими человеческими органами, тем не менее, оказывает огромное влияние на нашу планету и её обитателей. Я выбрал тему «палеомагнетизм и магнитостратиграфия» для того, чтобы больше узнать о магнитном поле Земли. При этом хотелось понять, что представляют собой палеомагнитные исследования и познакомиться с методами, которые используют палеомагнитологи. Кроме того, моей целью при написании курсовой работы было овладеть основными навыками и приёмами научно-исследовательской работы. Изучая литературу, посвящённую палеомагнетизму, я познакомился с историей изучения магнитного поля Земли, узнал некоторые особенности геомагнитного поля и намагниченности горных пород, получил представление о различных методах, которые используются при палеомагнитных исследованиях. При этом в процессе написания я старался кратко изложить основную информацию, которая имеет наибольшее значение, тем самым освоил некоторые приёмы обобщения изложения научных знаний.

Глава 1. Исторический обзор

Человеческое тело не способно непосредственно ощутить магнитное поле, и по этой причине о его существовании не было известно до конца XVI в. Хотя это не мешало людям использовать компас, который был изобретён, возможно, ещё в I в. н.э. (рис. 1). Да и природные магниты (кусочки намагниченной породы, как правило, магнетита) были известны уже, по крайней мере, в VII в. до н.э. (Parkinson, 1986)

Рис. 1. Китайский компас в виде ложечки из магнетита, помещённой на бронзовую

пластину (220 г. до н.э.). Квадрат символизирует Землю, круг в центре -- небеса. Важным событием для палеомагнетизма было открытие наклонения. В 1544 г. Викарий нюрнбергской церкви Георг Гартман сообщил своему покровителю, принцу Альбрехту Бранденбургскому, что ему удалось наглядно убедиться в том, что магнитная стрелка компаса, отклоняется северным концом вниз на 9 градусов. При том, что та же стрелка, не будучи намагниченной, устанавливалась на том же подпорном острие четко горизонтально.

Роберт Норман обнаружил, что магнитная стрелка наклоняется вертикально и приближённо определил величину наклонения. Определение наклонения помогло Норману найти связь между направлениями магнитного поля вблизи сферического природного магнита и в соответствующем месте на поверхности Земли (рис. 2).

После этого человечеству оставалось совсем немного до понимания, что источник силы, действующей на стрелку компаса, находится внутри земли, а не вне её.

Рис. 2 Эскиз Гильберта показывает, как ориентируются магнитные иглы на поверхности тарреллы (итал. «маленькая земля») (Дьяченко, 2003)

Положения географического и магнитного полюсов Земли не совпадают, об этом, возможно, знал Роджер Бекон (английский философ и естествоиспытатель) уже в 1266 г.

Первое определённое утверждение о том, что величина склонения в разных пунктах различна, было сделано Хартманом, который в 1510 г. доказал это утверждение, измерив склонение в Нюрнберге и в Риме. После чего, на протяжении всего XVI века наблюдался быстрый прогресс в определении склонения и нанесении его значений на карты.

В 1600 г. была опубликована книга «Магнит» Уильяма Гилберта, который посвятил большую часть своей жизни экспериментам с магнитами. В этой книге можно отметить идею об уменьшении напряжённости магнитного поля с увеличением расстояния от магнита, убывании и исчезновении намагниченности с ростом температуры, а также факт, что магнитное поле обусловлено всем телом магнита, а не только полюсами. Большим достижением Гилберта, было понимание того, что Земля представляет собой большой магнит.

Рис. 3 Предварительная версия карты магнитных склонений, опубликованной в 1701 г. Эдмоном Галлеем (Дьяченко, 2003)

В 1635 году Генри Геллибранд обнаружил, что данные его измерений склонения в Лондоне не согласуются с результатами, полученными ранее, и объяснил этот факт медленным изменением во времени магнитного поля Земли.

В 1683 г. Эдмунд Галлей показал, что модель наклонного диполя не соответствует его многочисленным измерениям склонения. Он же в 1698 г. на судне «Парамур» произвёл по существу первую крупномасштабную магнитную съёмку. Результатом стала публикация в 1700 г. карты изогон Атлантического океана (рис. 3), а затем, в 1702 г., и мировой карты. До этого на карты наносили числа, указывающие значения склонения.

Ещё более примечательными были рассуждения Галлея о вековых вариациях. Он видел, что значительную часть изменения склонения на тот момент можно

объяснить западным дрейфом магнитного поля. Он предположил, что Земля может быть не жёсткой и содержать в себе внутреннюю сферу, способную вращаться в западном направлении относительно внешней оболочки, предсказав, таким образом, дифференциальное вращение ядра, что является основой современных теорий магнитного поля Земли.

История магнетизма пород начинается с природных магнитов. Гилберт заметил, что магнетит намагничивается в направлении магнитного поля земли, а де Кастро в XVI в. обнаружил остаточную намагниченность горных пород. Ахилл Дилесс с помощью тщательных измерений, начатых в 1849 г., нашёл, что лавы, образовавшиеся незадолго до этого, намагничены параллельно геомагнитному полю. М. Меллони отметил такую же тенденцию, исследовав лавы вулкана Везувий, и после экспериментов с нагреванием сделал предположение о термоостаточной намагниченности, которая появляется при остывании магнитного материала ниже некоторой температуры (точки Кюри) в постоянном магнитном поле.

В 1899 г. Фолгергайтер заложил основы археомagnetизма, изучающего остаточную намагниченность искусственных изделий, обожжённых в печах. Печные кирпичи являются наилучшим объектом изучения, так как они не смещались со времени последнего охлаждения от точки Кюри, так что приобретённая при этом термоостаточная намагниченность должна быть параллельна геомагнитному полю, соответствующему времени последнего нагрева. Это время может быть известно по историческим источникам или определено радиоуглеродным методом. Измерения на объектах такого типа позволили получить данные о направлении и напряжённости геомагнитного поля, хотя и грубые, но покрывающие временной интервал в несколько тысяч лет.

Ряд тестов используемых в археомagnetизме затем были опробованы Грехэмом на реальном геологическом материале. Вскоре стало очевидно, что геомагнитное поле можно проследить не только в историческом, но и в геологическом прошлом.

В 1906 году Б. Брюн, изучая магнитные свойства неогеновых лав в центральной Франции, обнаружил, что их намагниченность противоположна по направлению современному магнитному полю Земли. Наличие обратно намагниченных горных пород со временем стало пониматься как следствие инверсии магнитного поля Земли. Изменение полярности геомагнитного поля позволило изучать расчленение отложений горных пород на основе прямой или обратной намагниченности, так появилась магнитостратиграфия.

В 50-х гг., появились первые палеомагнитные колонки, которые представляли собой простые сочетания зон прямой и обратной полярности (магнитозон), которые располагались в хронологической последовательности. Их обозначение сводилось к простой нумерации сверху вниз, начиная от современности. По этому принципу была построена временная шкала инверсий от келловоя (163.5 - 166.1 млн. лет назад) до современности (Молостовский, Храмов, 1997). Основу этой шкалы составили последовательно пронумерованные интервалы геологического времени (хроны), в течение которых образовались породы определенной толщи, выделенной в качестве «точки отсчёта» для всех пород, образованных в течение того же интервала времени.

«С тех пор составлено много магнитостратиграфических шкал, полнота и нижний возрастной предел которых всё увеличивается, а само расчленение становится всё более дробным» (Короновский, 2002, с. 64).

Современный палеомагнетизм начинался в нескольких скромно оборудованных лабораториях в Англии, Франции, Соединенных Штатах и Японии с полным штатом приблизительно 10-12 палеомагнитологов в конце 1950-ых. Палеомагнетизм ныне вырос в технологически сложную область исследований с множеством лабораторий и несколькими сотнями ученых.

Глава 2. Объекты изучения, цели и задачи исследований

Палеомагнитология изучает магнитное поле Земли геологического прошлого, закреплённое в векторах естественной остаточной намагниченности (Молостовский, Храмов, 1997). То есть, объектом изучения служит вектор естественной остаточной намагниченности в образце горной пород.

К предметам магнитостратиграфии относятся -- определение относительного возраста пород и расчленение их толщ.

Объектами магнитостратиграфических исследований могут служить осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи, представленные самыми разнообразными типами пород. Их конкретный выбор определяется как геологическими задачами, так и тем, насколько вероятно сохранность первичной намагниченности в породах, и насколько просто её выделить. Предпочтительны разрезы, где представлены значительные стратиграфические интервалы, с четкими границами, и надёжным палеонтологическим обоснованием всех стратиграфических подразделений. В практике первых десятилетий палеомагнитных исследований наибольшие успехи были достигнуты при изучении красноцветных осадочных пород и эффузий основных лав.

«Первоначальной целью палеомагнетизма было изучить историю геомагнитного поля, проникая вглубь времён настолько, насколько это позволяют сделать надёжные измерения». (Parkinson, 1986, с.195) Для этого нужно получить достаточно данных, чтобы можно было определить форму геомагнитного поля для ряда эпох в течение всей истории Земли. Это означает, что палеомагнетизм требует знания общей картины геомагнитной поля: пространственное распределение современного геомагнитного поля по земному шару и вариаций поля.

«В решении прямой задачи - изучении истории главного геомагнитного поля - магнитостратиграфия тесно связана с палеомагнитологией и рассматривается обычно как ее важнейший раздел.... В решении же обратной задачи она преследует ту же цель, что и классическая стратиграфия - выясняет пространственно-временные соотношения горных пород. Отсюда следует определение магнитостратиграфии как раздела стратиграфии, выясняющего пространственно-временные соотношения пластов пород с помощью их магнитных характеристик». (Молостовский, Храмов, 1997, с.76)

При решении прямой задачи была создана палеомагнитная (магнитостратиграфическая) шкала (рис. 4) на которой отмечаются режимы магнитной полярности и инверсии магнитного поля Земли, которые привязаны к

геохронологической шкале.

Рис. 4 Палеомагнитная шкала миоценовых и четвертичных отложений северных областей Тихого океана. Чёрные и белые полосы - эпохи прямой и обратной полярности соответственно (по Kuizumi, 1992; фрагмент)

С помощью палеомагнитного метода возможно решение разнообразных стратиграфических задач, основные из которых перечислены ниже (Шипунов, 1994).

1. Расчленение или стратификация геологических разрезов на основе разнополярных зон.
2. Корреляция одновозрастных геологических разрезов, точная корреляция некоторых уровней (границ палеомагнитных зон). В этом случае при совпадении палеомагнитных зон можно говорить о возможной корреляции разрезов, а при их несовпадении - о том, что эти разрезы разновозрастные.
3. Привязка геологического разреза к магнитостратиграфической шкале района и региональная корреляция разрезов.
4. Привязка магнитостратиграфической шкалы к магнитохронологической, точное определение возраста границ палеомагнитных зон и межрегиональная и глобальная корреляции разрезов.

Глава 3. Современные знания, методы и средства исследований

### 3.1 Свойства геомагнитного поля

В первом приближении геомагнитное поле можно считать полем центрального магнитного диполя, т.е. небольшого по сравнению с диаметром Земли магнита, находящегося в ее центре (рис. 5).

Рис. 5 Модель геоцентрического осевого диполя:  $g$ - угол между магнитным и географическим полюсом (Кузнецов, 2012)

Если бы геомагнитное поле действительно было полем наклонного диполя, то геомагнитные полюсы точно совпали бы с магнитными полюсами. Факт, что эти полюсы не совпадают, указывает, что геомагнитное поле более сложно, чем поле диполя, расположенного в центре Земли. Хотя наклонный геоцентральный диполь объясняет ~90% поля на земной поверхности.

Характеристикой магнитного поля Земли служит вектор напряжённости геомагнитного поля  $H_t$ , который определяет направление поля и его силу. К основным элементам вектора напряжённости геомагнитного поля  $H_t$  на земной поверхности относятся его направление, определяемое склонением  $D$  и наклоном  $I$ , и величина вектора  $H$  (рис. 6). Склонение характеризует отклонение проекции вектора  $H$  от направления на географический северный полюс, наклонение - угол между горизонтальной плоскостью и вектором напряжённости  $H_t$ .

Рис. 6 Элементы земного магнетизма. (Шипунов, 1994)

Направление и величина поверхностного геомагнитного поля изменяются со временем. Об изменениях с периодами в десятки, сотни или тысячи лет говорят как о вековых вариациях.

Источники геомагнитной вековой вариации могут быть грубо разделены на два типа (Butler, 1992):

1. Недипольные изменения, в которых преобладают вариации с более короткими периодами

2. Изменения дипольного поля с более длинными периодами.

В изменениях недипольного поля доминируют периодичности меньше чем 3000 лет. Особенности недипольного вклада возникают, распадаются и деформируются с временами жизни порядка  $\sim 10^3$  лет. В течение исторического времени, недипольное поле подвергается западному дрейфу, т. е. смещению на запад приблизительно по 24 минуты долготы в год. Другие особенности недипольного поля, кажется, постоянны. Дипольная часть геомагнитного поля также изменяет направление и величину.

Чтобы разделить изменения дипольной и недипольной частей поля, были проанализированы исторические, археомагнитные и палеомагнитные записи вековой вариации. Восемь регионов земного шара были изучены, для каждого средние направления поля были определены внутри 100-летних интервалов.

Положения магнитных полюсов, определенные по этим региональным средним направлениям, были затем усреднены. И для каждого 100-летнего интервала за последние 2000 лет был выделен глобальный средний геомагнитный полюс.

Результаты приведены на рис. 7.

Рис. 7. Положение северного геомагнитного полюса в течение последних 2000 лет.

Каждая точка данных - средний геомагнитный полюс за 100-летний интервал. Числа указывают дату в годах нашей эры лет. Круги возле геомагнитных полюсов в 900, 1300 и 1700 годы нашей эры являются кругами доверия (с вероятностью  $b = 95\%$ ) для этих геомагнитных полюсов, среднее положение полюса в течение всех 2000 лет показано зачерненным квадратом доверия ( $b = 95\%$ ) (Merrill, McElhinny, 1983).

Вековые вариации характерны не только для направления поля, но и для его величины (рис. 8).

Рис. 8. Величина момента геомагнитного диполя за последние 10 000 лет. Средние значения по 500-летним интервалам приведены для последних 4000 лет; 1000-летние средние - для диапазона времени от 4000 до 10 000 лет; полоски ошибок - интервал доверия при  $b = 95\%$ . (Молостовский, Храмов, 1997)

На основе наблюдения вековых вариаций земного магнитного поля установлено, что геомагнитный полюс перемещается вокруг географического таким образом, что в среднем его положение совпадает с географическим полюсом.

В более длительных масштабах времени геомагнитное поле претерпевает еще и изменения полярности. Геомагнитное поле сначала начинает уменьшаться за несколько тысячелетий до инверсии. Затем, вектор поля начинает поворачиваться так, что соответствующие ему геомагнитные полюса пересекают экватор и достигают противоположного полюса. Во время этого движения напряженность поля падает до значений, составляющих 20% и менее от стабильного состояния поля.

Затем поле восстанавливается, принимая нормальное значение. Весь процесс занимает, по разным оценкам, от 5000 до 100000 лет (Merrill, McElhinny, 1983)

Полярность, соответствующую современному положению геомагнитных полюсов называют прямой, противоположную ей -- обратной. На протяжении последних 160 лет произошло около 300 инверсий геомагнитного поля. Последняя из них отмечена

около 0.73 млн. лет назад.

### 3.2 Магнитные свойства горных пород

Носителями палеомагнитной информации в горных породах являются зерна минералов, относящихся к группе ферромагнетиков - веществ, в которых атомные магнитные моменты располагаются упорядоченно. В зависимости от вида упорядочения ферромагнетики разделяются на четыре класса (рис. 9). Образцы пород содержащие зёрна ферромагнетиков извлекают из породы, чтобы потом определить в них направление, характер и, реже, величину вектора остаточной намагниченности.

Рис. 9. Направления магнитных моментов атомов: а- ферромагнетики, б- антиферромагнетики, в- ферримагнетики, г- слабые ферромагнетики (Молостовский, Храмов, 1997)

Намагниченность ферромагнетиков описывается доменной структурой; объем ферромагнетика разбивается на домены - области с разными направлениями намагниченности. В отсутствие внешнего поля магнитные моменты доменов взаимно скомпенсированы. В процессе намагничивания тела в слабых полях, сначала происходит смещение доменных границ; домены, направление намагниченности которых ближе к направлению внешнего поля, растут за счет остальных. В более сильных полях, когда образец достигает однодоменного состояния, начинается поворот векторов намагниченности к направлению внешнего поля, пока все они не станут ему параллельными; поле, в котором это достигается, называется полем насыщения. Намагниченность вещества в этом состоянии называется намагниченностью насыщения  $I_s$ . Если теперь уменьшать внешнее поле, то кривая размагничивания пойдет выше кривой намагничивания (рис. 10) и когда поле полностью исчезнет, намагниченность окажется не равной нулю - получим остаточную намагниченность насыщения  $I_{rs}$ .

Рис. 10. Петля магнитного гистерезиса. (Молостовский, Храмов, 1997)

Чтобы намагниченность стала равной нулю, необходимо приложить поле противоположного направления - это поле называется коэрцитивной силой  $H_c$ . Если увеличивать поле в этом направлении, опять наступит насыщение. Аналогично процесс пойдет и в обратном направлении. Цикл этот называется магнитным гистерезисом, а его изображение (рис. 13) - петлей магнитного гистерезиса. Если поле слабее, чем поле насыщения то получают частные петли магнитного гистерезиса. Возникающая при этом намагниченность называется нормальной или изотермической, а ее часть после снятия поля - нормальной остаточной намагниченностью  $I_r$ . (Молостовский, Храмов, 1997)

Естественная намагниченность горной породы во многом определяется магнитным полем Земли. Различают индуктивную и остаточную намагниченность. Индуктивная, в отличие от остаточной, существует только в присутствии магнитного поля.

Суммарная намагниченность определяется по формуле:

$$J = kH + J_r$$

где  $k$  - магнитная восприимчивость;  $J_r$  - остаточная намагниченность;  $H$  - величина



напряжённости магнитного поля. В геологических приложениях палеомагнитологии используют, как правила, остаточную намагниченность  $J_r$ .

Самые распространённые из магнитных минералов: 1) Магнетит (температура Кюри  $580^\circ \text{C}$ ) 2) Гематит (температура Кюри  $675^\circ \text{C}$ ) 3) Титаномагнетит (температура Кюри зависит от содержания титана и железа и изменяется от низких температур до  $580^\circ \text{C}$ )

При нагревании магнитного минерала выше точки Кюри остаточная намагниченность в нём исчезает. С другой стороны, при остывании магнитных минералов ниже точки Кюри в них в присутствии внешнего магнитного поля возникает термоостаточная намагниченность.

Существуют и другие виды остаточной намагниченности: Ориентационная (осадочная) намагниченность возникает при образовании осадочных горных пород -- при осаждении частиц магнитных минералов или при перемещении в ещё жидком осадке. Под воздействием геомагнитного поля эти частицы ориентируются подобно магнитным стрелкам.

Химическая (кристаллизационная) намагниченность возникает во внешнем магнитном поле при химическом изменении магнитного или первоначально немагнитного минерала, например при окислении магнетита до гематита, когда вместе с исчезновением магнетита исчезает связанная с ним намагниченность и возникает химическая намагниченность гематита.

Вязкая остаточная намагниченность образуется при длительном воздействии внешнего магнитного поля. Она постепенно усиливается в присутствии и ослабевает в отсутствии внешнего магнитного поля.

Идеальная остаточная намагниченность возникает, если ферромагнитное вещество подвергается воздействию переменного поля одновременно с наложением постоянного поля. Эта намагниченность параллельна и пропорциональна постоянному полю. Идеальную остаточную намагниченность естественного происхождения можно встретить лишь у пород подвергавшихся удару молнии, которая порождает не только большие постоянные, но и переменные поля.

При низкой температуре после воздействия сильного постоянного поля горная порода приобретает нормальную остаточную намагниченность.

Намагниченность любого рода, в горных породах, носит статический характер. Это значит, что при образовании, например, ориентационной намагниченности отдельные зёрна не обязательно строго ориентируются соответственно магнитному полю, что объясняется присутствием дезориентирующих факторов, таких как броуновское движение, подводные течения и др. Различия в намагниченности разных образцов одного стратиграфического уровня может достигать десятков градусов.

В качестве параметра, характеризующего рассеяние, используют кучность векторов намагниченности, которая характеризует разброс векторов вокруг некоторого среднего направления. Среднее направление для однокомпонентной намагниченности будет приближённо совпадать с направлением геомагнитного поля в момент образования этой компоненты намагниченности. (Шипунов, 1994)

Чем больше разброс векторов, тем меньше величина кучности. Так, например, для совокупности векторов с кучностью равной 30 (Табл. 1) основное количество векторов (95%) будет располагаться в конусе с углом при вершине около  $50^\circ$ . Кучность, как правило, выше для магматических и ниже для осадочных пород. Таблица 1. Разброс совокупности векторов (в градусах) для различных значений кучности. (Шипунов, 1994)

Кучность

10

20

30

50

100

500

1000

5000

Разброс

91

65

52

40

28

13

9

4

Возникающая в горных породах намагниченность может содержать несколько разных компонент - различных по своей природе, времени образования, направлению и составу магнитных минералов. Такая суммарная намагниченность называется естественной остаточной намагниченностью.

В настоящее время известно о самообращении остаточной намагниченности в горных породах, что не согласуется с основным принципом палеомагнетизма -- соответствии вектора остаточной намагниченности направлению геомагнитного поля, существовавшему во время намагничивания горной породы. Явление частичного самообращения возможно в быстро остывающих с геологической точки зрения породах и может приводить как к аномально низким значениям, так и к появлению компоненты, намагниченной противоположно геомагнитному полю времени намагничивания. (Марков и др., 2010)

### 3.3 Отбор палеомагнитных образцов

Геомагнитное поле испытывает вековые вариации. Среднее направление, как

ожидается, будет полем геоцентрического осевого диполя, и многие палеомагнитные исследования проводятся именно с тем, чтобы определить это среднее направление. Поскольку геомагнитная вековая вариация должна быть соответственно усреднена, интервал времени, представленный коллекцией палеомагнитных образцов, должен быть не менее 105 лет. (Butler, 1992)

Всегда желательно производить отбор образцов в нескольких далеко друг от друга отстоящих местах (возможно, разделенных даже несколькими сотнями километров). Это позволяет избежать зависимости результатов от особенностей поля в том или ином месте. При отборе в единственном месте можно столкнуться с неустановленными тектоническими проявлениями или геохимическими процессами, которые изменили ферромагнитные минералы, в то время как для больших регионов систематическое влияние подобных проблем менее вероятно. Также рекомендуется отбирать образцы невыветрелых пород, т.к. естественная остаточная намагниченность в них с меньшей вероятностью повреждена химическим воздействием. Искусственные обнажения (типа дорожных срезов), таким образом, предпочтительны как места отбора, а быстро размытые ущелья являются лучшими естественными обнажениями.

Порядок обобщенной палеомагнитной схемы отбора образцов показан на рис. 11.

Рис. 11 Общая схема палеомагнитного отбора образцов. (Butler, 1992)

Образцами становятся индивидуально ориентированные куски горной породы. Обычно из слоя отбирают от шести до восьми независимо ориентируемых образцов в пределах от 5 до 10 м обнажения. Сравнение направлений естественной остаточной намагниченности образцов в пределах участка позволяет оценить её однородность. В качестве рабочих образцов выбираются части образцов (штуфов) заданного размера, на которых производятся измерения. Из каждого штуфа можно изготовить несколько образцов, что может обеспечить дополнительную проверку однородности остаточной намагниченности. Часто из штуфа вырезают только один образец, и изготавливать больше, чем три образца, обычно не имеет большого смысла. Типичный рабочий образец имеет объем ~10 см<sup>3</sup>. Обычно палеомагнитный образец отбирается с использованием бензинового портативного бура с алмазной режущей головкой с водяным охлаждением (рис. 12, а). Диаметр керна обычно ~2.5 см. После бурения обнажения на глубину от 6 до 12 см (рис. 12, b), образец ориентируется, пока он еще не отделён от породы в месте выбуривания (рис. 12, c). Ориентационное устройство позволяет производить определение и определение азимута основной оси керна с помощью магнитного или солнечного компаса (или обоих компасов). Точность ориентации такими методами - приблизительно  $\pm 2^\circ$ . После ориентации, керн выламывают из обнажения, маркируют для ориентации и идентификации (рис. 12, d) и отправляют в лабораторию. (Butler, 1992)

В некоторых местах отбора или в местах, которые невозможно бурить, приходится отбирать образцы в виде блоков, ориентированных как целое. Недостатком такого метода является ограниченная точность ориентации, необходимость работать с большим объём материала, чем это реально необходимо.

Многочисленные устройства были разработаны для получения образцов в виде

керн с озерного или морского дна. Диаметры этих "трубок" обычно ~10 см и они могут быть круглого или квадратного сечения. Глубина проникновения обычно не превышает 20 м.

Рис. 12 Процедура отбора образцов бурением. (а) Портативный бензиновый бур с алмазной режущей головкой; насос используется для усиления охлаждения головки. (b) Рабочий, высверливающий керн. (с) Ориентационное устройство, помещенное над выбуренным керном. Магнитный компас находится под плексиглассовой пластиной; белое кольцо на плексиглассовой пластине используется, чтобы измерить азимут тени, брошенной тонким прутом, перпендикулярным к пластине. (d) Керновый образец с маркировками ориентации. (Butler, 1992)

### 3.4 Магнитная чистка

Любая техника палеомагнитных измерений предполагает, что намагниченность образца создаёт вне образца магнитное поле, которое может быть аппроксимировано полем магнитного диполя, помещённого в центр образца. Так как распределение ферромагнетиков в образце, а, следовательно, и его намагниченность заведомо неоднородны, процедура магнитного измерения должна быть такой, чтобы максимально снизить влияние этой неоднородности. Для этого выбирают последовательность положений образца относительно чувствительного элемента прибора и систему обработки результатов измерений таким образом, чтобы влияние нецентрального диполя свести к минимуму. При палеомагнитных измерениях необходимо подавлять или исключать влияние индуктивной намагниченности. Для повышения точности измерений весь прибор (вместе с оператором) помещают в большие кольца Гельмгольца, компенсирующие земное магнитное поле или же ведут измерения в полностью экранированном помещении.

Для того, чтобы выделить отдельные компоненты естественной остаточной намагниченности применяют магнитную чистку. Магнитная чистка состоит в постепенном размагничивании образца горной породы при всё большем размагничивающем воздействии.

Возможность разделения компонент остаточной намагниченности посредством магнитной чистки обусловлена тем, что ансамбли разных размеров и представленных разными минералами имеют различные коэрцитивные спектры и спектры блокирующих температур  $T_b$ .

Коэрцитивный спектр ансамбля зерен выявляется полностью только в случае размагничивания образца из состояния магнитного насыщения (Молоствовский, Храмов, 1997). При размагничивании образца из другого состояния спектры получаются неполными, так как в формировании таких намагниченностей, особенно в малых полях порядка земного, участвуют магнитные моменты только тех зерен, энергетические барьеры которых преодолеваются данным воздействием. Поэтому один и тот же образец характеризуется разными спектрами размагничивания, в зависимости от того, намагниченность какого вида разрушается переменным полем. Следовательно, если в образце сформированы намагниченности нескольких видов, при его размагничивании выявится сложный спектр.

Блокирующей называют температуру, начиная с которой при остывании зерна магнитных минералов данного размера способны сохранять свою остаточную намагниченность длительное время, а при нагреве теряют ее. Блокирующая температура  $T_b$  зависит, от размеров, формы и состава ферромагнитных частиц породы. Поэтому реальные горные породы обладают неким спектром блокирующих температур, распределенных в некотором интервале ниже точек Кюри ферромагнетиков, содержащихся в данной породе.

Приступая к палеомагнитному исследованию коллекции, полезно оценить вклад вязкой намагниченности, которая иногда является единственной вторичной компонентой естественной остаточной намагниченности. Собственно, временная чистка состоит в помещении образцов в магнитный вакуум на некоторое время, чтобы значительно снизить вязкую компоненту.

Магнитная чистка применяется в двух вариантах - непрерывного или ступенчатого размагничивания. В первом - магнитное поле (или температура) постепенно повышается и ведется непрерывное измерение величины, и направления оставшейся части намагниченности. Этот способ применяется редко из-за технической трудности измерения малых магнитных моментов в более мощных магнитных полях и при высоких температурах. Поэтому обычно используют вариант ступенчатого размагничивания: образец нагревают последовательно до различных температур, каждый раз охлаждая до комнатной температуры (снимая переменное поле) в нулевом поле и измеряя величину и направление остатка намагниченности. Чистка переменным магнитным полем основана на том, что в ферромагнетике под влиянием переменного магнитного поля с убывающей амплитудой уменьшаются частные гистерезисные циклы, что приводит к снижению остаточной намагниченности. Причём, чем выше начальная амплитуда переменного поля размагничивания, тем значительней снижение.

Разные виды намагниченности не одинаково устойчивы к переменному магнитному полю (рис. 13).

Рис. 13. Кривые размагничивания переменным магнитным полем для разных видов остаточной намагниченности при одинаковом исходном значении (Храмов, Шолпо, 1967): 1- термоостаточная, 2- идеальная, 3- вязкая, 4 - динамическая, 3- нормальная остаточная намагниченности

Основным элементом установок размагничивания переменным полем является соленоид - однослойная катушка цилиндрической формы. В его центр, совмещенный с центром экранируемого объема, помещают испытуемый образец. Контур соленоида настроен в резонанс с помощью конденсатора. Для достижения эффекта размагничивания переменное поле равномерно понижают от выбранной амплитуды до нуля на каждом шаге размагничивания.

Температурная чистка. Так как скорость размагничивания сильно зависит от температуры, то при нагреве образца до значений  $T$ , перекрывающих нижнюю часть спектра блокирующих температур  $T_b$ , намагниченность частиц с  $T_b < T$  исчезнет. Если затем охлаждать образец в нулевом поле, эти частицы останутся не

намагниченными. Поэтому последовательное размагничивание образца до все более высоких температур будет оставлять в образце намагниченность, характеризующуюся большей Тб. Таким путем термоостаточная и химическая компоненты остаточной намагниченности с высокими Тб, отделяются от парциальной термоостаточной, термовязкой и вязкой, значения Тб которых ниже. Магнетит при некоторой низкой температуре, называемой изотропной точкой (для магнетита она равна  $-143^{\circ}\text{C}$ ), теряет свою намагниченность, а затем при нагреве в отсутствие магнитного поля восстанавливает намагниченность на 80-90%, если она термоостаточная. Намагниченности других видов при этом восстанавливаются в меньшей степени.

Химическая чистка. При палеомагнитных исследованиях красноцветов, в которых вместе с ориентационной намагниченностью нередко сосуществуют химическая, используется химическая чистка. Образец подвергается воздействию 8-10% раствора соляной или щавелевой кислоты, в результате зёрна магнитных минералов на поверхности образца - растворяются, переходя в парамагнитные соли. Таким образом, компонента, связанная с химической намагниченностью исчезает, и остается компонента связанная с обломочными зёрнами, несущими ориентационную намагниченность.

В палеомагнитной практике применяются также и комбинированные чистки, состоящие в последовательном применении нескольких (обычно двух) видов. Так, например, образцы пород, отобранных из выступающих частей рельефа, необходимо перед термочисткой подвергнуть размагничиванию переменным полем: наведенная разрядом молнии намагниченность легко снимается действием небольшого (1-2 кА/м) переменного поля, но "тянется" почти до точки Кюри магнетита.

(Молостовский, Храмов, 1997)

### 3.5 Графическое представление палеомагнитных данных

При измерении намагниченности на магнитометре получают компоненты вектора намагниченности в декартовых координатах, которые затем пересчитываются в сферические координаты. Склонение намагниченности (направление горизонтальной составляющей) принимает значения от 0 до  $360^{\circ}$ , наклонение (угол между вектором намагниченности и горизонтальной плоскостью) -- от  $-90^{\circ}$  до  $90^{\circ}$ . В палеомагнитных исследованиях часто применяются два вида представления векторных данных. Это ортогональные диаграммы Зийдервельда и стереограммы (Шипунов, 1994).

Диаграмма Зийдервельда используется для изображения векторов намагниченности в декартовых координатах, стереограмма - в сферических. В первом случае отражаются все три декартовы координаты вектора намагниченности, во втором - только две сферические координаты: склонение и наклонение.

Изображение на диаграмме Зийдервельда представляет собой изображение вектора намагниченности в проекции на две плоскости, которые располагаются на одном рисунке, например плоскости  $xu$  и  $xz$  (рис. 14). При этом одному вектору намагниченности соответствуют две точки на диаграмме Зийдервельда. При

изображении результатов магнитной чистки одного палеомагнитного образца на диаграмме Зийдервельда каждая плоскость будет представлена последовательностью точек соединённых линиями, и рядом с каждой точкой может быть обозначена величина размагничивающего воздействия, например температура нагрева.

Рис. 14. Диаграмма Зийдервельда результатов магнитной чистки однокомпонентной (а) и двухкомпонентной (б) намагниченности (Шипунов, 1994)

Стереограмма представляет собой проекцию сферы на плоскость. Различают полярную и экваториальную проекции.

Полярная проекция, представленная на рис. 15, аналогична распространенным изображениям полярных областей земного шара (Арктики и Антарктики).

Экваториальная проекция подобна обычному изображению двух земных полушарий (западного и восточного).

Все векторы, изображаемые на стереограммах, имеют единичную длину. Обычно векторы намагниченности, наклонение которых положительно, изображают на стереограммах в виде закрашенных кружков, векторы с отрицательным наклонением - не закрашенных кружков (рис. 15).

Рис.15. Примеры распределений палеомагнитных векторов с различной кучностью на равнопромежуточной полярной проекции. 1, 2, 3 - кучность векторов 200, 50 и 30 соответственно (Шипунов,1994).

На диаграмме Зийдервельда, показывающей разрушение вектора намагниченности в процессе магнитной чистки, в этом случае в каждой плоскости будет наблюдаться приблизительно прямая линия (возможно, осложненная ошибками измерений), проходящая через начало координат при полном разрушении вектора намагниченности при температуре Кюри (рис. 14). На стереограмме этому соответствуют одна или несколько близко расположенных точек (рис. 16).

Рис. 16. Стереограмма результатов магнитной чистки однокомпонентной (а) и двухкомпонентной (б) намагниченности (Шипунов, 1994).

Если в ходе магнитной чистки разрушается сначала одна компонента, а затем другая, то на диаграмме Зийдервельда (в каждой плоскости) будут наблюдаться две последовательные прямые линии, которые определяют направление последовательно разрушаемых в процессе магнитной чистки компонент намагниченности. Вторая из них будет проходить через начало координат.

Если происходит поочередное разрушение нескольких различных компонент намагниченности, то на диаграмме Зийдервельда возникнут последовательные прямые, характеризующие направления последовательно разрушаемых в процессе магнитной чистки компонент намагниченности. В противном случае, когда разрушение нескольких компонент происходит одновременно, наблюдаемая картина может оказаться значительно запутанней, и тогда требуется довольно кропотливая работа по выделению компонент намагниченности и определению их направления.

### 3.6 Компонентный анализ

В результате проведения ступенчатых магнитных чисток палеомагнитолог получает



данные, которые становятся основой для выделения различных компонент намагниченности. Для этого применяют численные методы с использованием компьютеров, а графические представления играют вспомогательную роль. Компонентный анализ основан на различиях физических свойств различных компонент намагниченности к размагничивающим воздействиям. Только в этом случае возможно (но не всегда) разделение компонент намагниченности. Если таких различий нет, то наблюдается кажущаяся однокомпонентность, и направление, полученное для такого вектора не отражает реального направления геомагнитного поля.

Если на стереограмме векторы не меняют своего направления в ходе чистки; на диаграмме Зийдервельда видна одна приблизительно прямая линия, спадающая по мере разрушения вектора намагниченности в начало координат, то можно утверждать, что намагниченность однокомпонентная.

В этом случае можно (Шипунов, 1994):

1. вычислить аппроксимирующую прямую и определить для нее направление;
2. выделить среднее направление для намагниченности на разных этапах чистки;
3. выбрать практически любую величину размагничивающего воздействия и определить для нее направление намагниченности;

В случае выявления двух и более компонент намагниченности можно:

1. вычислить аппроксимирующие прямые для всех прямолинейных участков и определить для них направления;
2. вычислить среднее направление для наиболее стабильной компоненты намагниченности (например, высокотемпературной) по измеренным векторам на разных этапах чистки для конечного (однокомпонентного) участка;
3. вычислить средние направления для менее стабильных компонент намагниченности по разностным векторам (разрушаемым в процессе магнитной чистки векторам) для каждого прямолинейного участка.

С помощью компонентного анализа получают направления компонент намагниченности для каждого палеомагнитного образца. Эти компоненты могут быть выделены для разных интервалов размагничивающих воздействий и могут различаться по направлению. Поэтому для дальнейшей обработки направления выделенных по разным образцам компонент намагниченности группируются, например в одной группе могут оказаться компоненты намагниченности из одного интервала размагничивающих воздействий или близкие по направлению компоненты.

Далее могут быть вычислены средние направления для каждой группы компонент всей палеомагнитной коллекции из одного геологического объекта. При этом усредняется внутрипластовый и межпластовый разброс палеомагнитных векторов, связанный, например, с палеогеомагнитными вариациями, ошибками измерения или другими причинами. Кроме того вычисляют кучность распределения выделенных компонентным анализом векторов и радиус круга доверия (область в которой с вероятностью 95% находится истинное значение) для среднего направления каждой компоненты.

Затем могут быть вычислены координаты палеомагнитного полюса и овал доверия для него, который аналогичен по смыслу кругу доверия для среднего направления намагниченности.

Таким образом, в результате компонентного анализа данных магнитной чистки одной палеомагнитной коллекции могут быть получены направления одной или более компонент естественной остаточной намагниченности.

### 3.7 Датирование компонент намагниченности

Возраст той или иной компоненты намагниченности может отличаться от возраста самой горной породы. Датирование намагниченности обычно производится по отношению к времени какого-либо геологического события, например времени складкообразования или времени внедрения дайки, и осуществляется с помощью одного из так называемых полевых тестов.

Если в горных породах имеется только первичная намагниченность, то в результате переотложения этих пород в виде конгломератов векторы намагниченности расположатся в пространстве хаотично (кучность близка к нулю). С другой стороны, если намагниченность галек - сумма первичной и вторичной (образовавшейся после переотложения) намагниченности, то распределение направлений намагниченности носит более закономерный характер (на хаотичное распределение первичной намагниченности галек накладывается вторичная намагниченность с некоторой конечной кучностью).

Этот факт может быть использован для определения возраста образования намагниченности по отношению к времени переотложения горных пород в виде конгломератов. Если кучность распределения исследуемой намагниченности в гальках равна нулю (статистически близка к нулю), то намагниченность образовалась до переотложения пород в виде конгломератов. Но если кучность не равна нулю, то в изучаемой намагниченности присутствует также и вторичная компонента.

Тест складок позволяет определить возраст намагниченности относительно времени складкообразования. При возникновении первичной намагниченности в горизонтально залегающих осадочных горных породах все векторы намагниченности будут приблизительно совпадать. Если в последующем пласты пород в результате складкообразования изменяли свое положение, то изменения произойдут и с векторами намагниченности. Таким образом, для первичной (доскладчатой) намагниченности палеомагнитные векторы должны совпадать в древней системе координат (после выравнивания тектонического наклона пластов до горизонтального положения), но будут различаться в современной системе (рис. 17, нижний слой).

Если же намагниченность в горных породах целиком образовалась после складкообразования, то приблизительная параллельность векторов намагниченности должна наблюдаться в современной системе координат, а в древней системе координат направления векторов намагниченности будут различаться между собой (рис. 17, верхний слой).

Рис. 17. Расположение векторов доскладчатой (нижний слой) и послескладчатой (верхний слой) намагниченности в древней (а) и современной (б) системах координат (Шипунов, 1994).

Существуют различные модификации теста складки. Все они основаны на одновременном выполнении следующих предположений:

1. Считается известным первичное положение смятых в складку слоев.
2. При деформации слои поворачивались как твердые тела вокруг горизонтальной оси вращения.
3. Намагниченность пород однокомпонентна и целиком образовалась либо до, либо после деформации.

В случае выполнения всех этих предположений палеомагнитные направления в одной из систем координат (древней либо современной) будут совпадать и не зависеть от залеганий пластов. Если направления намагниченности совпадают в древней системе координат, то намагниченность доскладчатая; если они совпадают в современной системе координат, то намагниченность послескладчатая.

Тест контакта основан на изучении распределений направлений и величин компонент намагниченности в зоне горячего контакта интрузий, прорывающих осадочные или вулканогенные толщи. При этом исследуются как зоны эндо- и экзоконтактов, так и зоны прогрева и незатронутые влиянием интрузии участки вмещающих пород. Выделим во вмещающих породах 4 зоны: зону I - метаморфизма, где произошли сильные изменения магнитных минералов; зону II - обжига, в которой эти изменения малы, но температура нагрева была выше точек Кюри магнитных минералов вмещающей породы; зону III - прогрева, в которой температура нагрева ниже точек Кюри и понижается с удалением от контакта и, наконец; зону IV - вне влияния интрузии (Молостовский, Храмов, 1997). При этом возможны 4 случая распределения векторов намагниченности в этих зонах (рис.18); Рис. 18. Тест контакта. 4 возможных соотношения направления намагниченности по профилю, секущему горячий контакт (Irving, 1964)

а) направления намагниченности в зонах I и II совпадают с таковыми для внешних частей интрузии, постепенно изменяются в зоне III, приближаясь к направлениям намагниченности в зоне IV, резко отличных от направлений в зонах I и II. При этом в зоне III, где падает кучность векторов, термочисткой выделяются две компоненты. При этом компонента с направлениями как в зонах I и II, занимает, по мере удаления от контакта, все более низкие интервалы спектра терморазмагничивания.

Намагниченность в интрузии и зонах I и II является термоостаточной, ее возраст равен возрасту интрузии: интрузия внедрена в осадочную толщу, остаточная намагниченность которой намного древнее интрузии;

б) случай подобен предыдущему, только интрузия прорывает вулканогенную толщу, поэтому возрастания намагниченности к зоне контакта может не быть;

в) случай, когда намагниченность осадочной породы незначительно старше интрузии. О первичности намагниченности интрузии свидетельствует возрастание намагниченности по направлению к контакту;

г) случай регионального перемагничивания всех пород, которое моложе интрузии.

Тест несогласия основан на сравнении направлений исследуемой компоненты остаточной намагниченности по обе стороны от линии стратиграфического (или тектонического) несогласия. Значимое различие направлений векторов намагниченности или их распределения по разрезу толщи указывает на образование этой намагниченности до формирования несогласия. Этот тест особенно нагляден, если в разрезе наблюдается чередование зон прямой и обратной полярности (рис.19).

Тест состава заключается в определении, значимы ли различия средних направлений намагниченности для образцов пород одного и того же возраста, но с разными носителями намагниченности и разного происхождения (магматические, терригенные, хемогенные). Очевидно, что если эти различия незначимы, то скорее всего намагниченность является первичной, т.е. её возраст совпадает с возрастом пород. От случая регионального перемагничивания этот случай отличается тем, что там компоненту одного и того же направления несут породы разного возраста.