**Магнитные свойства горных пород**

В. В. Орлёнок, доктор геолого-минералогических наук

Все горные породы, слагающие земную кору, по магнитным свойствам подразделяются на диамагнетики, парамагнетики и ферромагнетики. В свою очередь магнитные свойства диа-, пара- и ферромагнетиков определяются величиной магнитной восприимчивости χ и остаточной намагниченностью In.

Магнитная восприимчивость характеризует способность пород намагничиваться под действием внешнего магнитного поля Ii. Она определяется из соотношения

χ = Ii/H, (VI.30)

где Ii – интенсивность намагничивания. Остаточная намагниченность представляет как бы законсервированное магнитное поле прошлых геологических эпох, т.е. характеризует намагниченность пород, приобретенную ими в момент формирования.

Собственно намагниченностью I называется векторная величина, равная магнитному моменту единицы объема тела.

Величина

В = Н + 4πI (VI.31)

называется магнитной индукцией и характеризует плотность магнитного потока, проходящего через поперечное сечение намагниченного тела. В системе СГС единицей магнитной индукции является гаусс, в системе СИ – тесла. Из выражения (VI.30), заменяя I=χН и подставляя его в (VI.31), получим

1 + 4πχ = В/Н = μ. (VI.32)

Величина μ называется магнитной проницаемостью. В системе СИ она измеряется в генри/м.

Диамагнетики являются практически немагнитными породами. Коэффициент магнитной восприимчивости χ для них отрицательный (χ<0) и обычно имеет порядок 10-7 – 10-6 ед. СГС. К диамагнетикам относится небольшое количество пород, например каменная соль, гипс, кварц, кальцит.

Парамагнетики имеют невысокую положительную магнитную восприимчивость χ (χ > 0, порядка 10-6 ед. СГС). Парамагнитными свойствами обладает большинство горных пород и минералов, например почти все осадочные породы (известняки, доломиты, песчаники, глины), многие метаморфические и магматические породы (граниты, гнейсы, роговики и др.). Магнитная восприимчивость диамагнитных и парамагнитных пород не меняется при очень широких изменениях магнитного поля Н – от 0 до 104 эрстед. Кроме того, парамагнитные вещества не обладают самопроизвольной намагниченностью. В отсутствие внешнего поля их магнитный момент равен нулю. При наличии поля атомные магнитные моменты парамагнетиков ориентируются в направлении силовых линий поля.

Ферромагнетики характеризуются высокими положительными значениями χ, доходящими до целых единиц СГС (χ = 105 ед. СГС). Ферромагнитных минералов немного. Важнейшими из них являются магнетит (Fe3О4), титаномагнетит (Fе2ТiO4), гематит (Fе3О4), ильменит (FеТiO3), пирротин (FеS).

В отличие от диа- и парамагнетиков ферромагнитные минералы обладают свойством сохранять остаточную намагниченность. Поэтому их суммарная намагниченность складывается из остаточной намагниченности In и индуцированной внешним магнитным полем Н намагниченности Ii:

I = χH + In (VI.33)

т.е. их магнитный момент определяется соотношением

М = (χН + In)V,

где V – объем образца.

Намагниченность диа- и парамагнетиков определяется лишь первым членом уравнения (VI.33):

I i = χH; M = χHV, (VI.34)

ибо эти последние не обладают свойством сохранять остаточную намагниченность.

Магнитные свойства горных пород обусловлены содержанием ферромагнитных минералов. Эти минералы обычно рассеяны в виде мелких зерен в общей диа-парамагнитной массе, составляющей основной объем породы. Количество рассеянных (акцессорных) минералов и определяет магнитную восприимчивость χ и остаточную намагниченность In горных пород.

Свойство некоторых горных пород длительное время сохранять остаточную намагниченность явилось основой для развития палеомагнитных методов исследования горных пород, позволяющих получать ценные сведения о структуре геомагнитных полей прошлых геологических эпох.

Намагниченность горных пород зависит от целого ряда факторов и, в частности, от величины напряженности магнитного поля, температуры, давления, химических изменений, времени, механических деформаций и др. Наибольший интерес для палеомагнетизма представляет намагниченность, которую приобретает горная порода при остывании в земном магнитном поле, а также при химических изменениях, например при образовании гематита. Последний, как известно, образуется при окислении магнетита. Намагниченность, приобретаемая породой, в первом случае называется термоостаточной (ТРМ), во втором – химической остаточной намагниченностью (ХОН). Термическая и химическая остаточные намагниченности являются наиболее стабильными видами намагниченности. Однако наряду с ними горные породы претерпевают и другие виды намагниченности.

Приобретаемая при этом намагниченность называется вторичной остаточной намагниченностью. Вторичную остаточную намагниченность, т.е. дополнительное изменение первично индуцированной величины и направления вектора напряженности Н, горная порода приобретает в результате последующего умеренного разогрева (например, при метаморфизме) или механической деформации (при тектонических нарушениях, дислокациях, метаморфизме и т.д.), химических изменениях, а также при общем размагничивании в ходе времени или под влиянием переменных магнитных полей локального происхождения.

Намагниченность горных пород постепенно уменьшается с увеличением температуры и становится равной нулю в точке Кюри (порядка 6000С). Точка Кюри для различных ферромагнетиков различна. Например, для магнетита она равна 578°С, гематита – 675° С, ильменита – 100 – 150° С, пирротина – 300 – 325° С.

Поскольку вторичная остаточная намагниченность, накладываясь на первичную остаточную намагниченность, затрудняет получение истинных значений In и χ, образцы в процессе палеомагнитных измерений подвергают так называемой магнитной или термической чистке. Сущность магнитной чистки пород заключается в том, что образец подвергают размагничиванию в плавно меняющемся переменном магнитном поле, в результате чего нестабильная вторичная остаточная намагниченность удаляется, а более стабильная первичная остаточная намагниченность сохраняется как бы в чистом виде. Размагничивание производится в пространстве, изолированном от влияния геомагнитного поля Земли, для чего обычно используются кольца Гельмгольца.

Сущность термической чистки заключается в том, что образец нагревают до температуры несколько ниже точки Кюри и затем охлаждают. Цикл «нагревание – охлаждение» повторяют несколько раз, контролируя при этом изменение магнитной восприимчивости χ. Последнее необходимо для исключения из опытов образцов, в которых в результате нагрева произошли необратимые химические и структурные изменения. Наличие этих изменений обычно контролируется по колебаниям χ (20 % от первоначального значения).

Отношение In/Ii = Q называется числом или фактором Кенигсбергера. Величина Q меняется от 1 до 100 и более единиц. Это свидетельствует о том, что локальные остаточные магнитные аномалии, наблюдаемые на поверхности Земли, обусловлены в большинстве случаев величиной In, а не Ii. Для термоостаточной намагниченности фактор Q, как правило, больше единицы. В то же время для нормальной намагниченности (например, осадочных пород) он составляет десятые, сотые доли единицы (Белоконь и др., 1973). С другой стороны, фактор Q до некоторой степени исключает влияние концентрации акцессорных, что позволяет сравнивать магнитные свойства различных пород. При наличии большого количества определений Q в разновозрастных толщах пород (порядка 100 и более) фактор Q может характеризовать релаксационный спад первичной намагниченности пород (рис. 39) и тем самым их относительный возраст.

Промежуток времени, в течение которого магматические, метаморфические и осадочные породы приобретают тот или иной вид намагниченности, зависит от скорости остывания магм или скорости седиментации и диагенеза. Он может меняться в пределах от нескольких часов до десятков и тысяч лет. Следовательно, в одной и той же толще магматических или осадочных пород вектор In будет меняться по разрезу.