

УДК 550.382.3

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И НЕЛИНЕЙНЫЕ ПРОЦЕССЫ НАМАГНИЧИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

В. И. Трухин, О. Л. Багина, В. А. Жилиева, В. Ю. Сафрошкин

(кафедра физики Земли)

Показано, что Fe—Ti-окислы горных пород проходят сложную эволюцию в течение геологического времени, что отражается на их магнитных свойствах. В ряде случаев наблюдается нелинейная зависимость между естественной остаточной намагниченностью и геомагнитным полем H_g в результате возникновения сильных внутренних взаимодействий в гетерофазных ферримагнитных минералах, в том числе тех, которые обуславливают самообращение их намагниченности. Учет нелинейных процессов намагничивания горных пород необходим для повышения достоверности палеомагнитной информации.

Магнитное поле Земли, возникающее, по современным представлениям [1], в результате магнитогидродинамических процессов в жидком внешнем ядре, играет выдающуюся роль в жизни нашей планеты. Силовые линии поля, расположенные вокруг Земли (магнитосфера Земли) в значительной степени регулируют солнечно-земные связи, являются барьером для проникновения к поверхности планеты опасных для жизни частиц высоких энергий, мчащихся от Солнца (солнечный ветер) и из космического пространства. Геомагнитное поле пронизывает всю Землю, океан и атмосферу, воздействует на живую и неживую природу, намагничивает горные породы, почвы и оказывает существенное, пока еще непонятое, влияние на их плодородие.

Эволюция геомагнитного поля тесно связана с эволюцией ядра Земли, земной коры и всей планеты в целом. Поэтому изучение истории геомагнитного поля, информацию о котором несет естественная остаточная намагниченность I_n горных пород (палеомагнетизм), имеет глобальное геолого-геофизическое значение.

Носителями I_n в горных породах являются магнитоупорядоченные минералы, среди которых наиболее распространены Fe—Ti-окислы, маггемит, гематит, пирротин.

В палеомагнитном методе используются следующие закономерности образования естественной остаточной намагниченности горных пород I_n в слабом геомагнитном поле ($H_g \approx 0,5 \text{ Э}$): 1) направление I_n соответствует направлению древнего поля (H_{ga}), в котором I_n образовалась ($I_n \uparrow \uparrow H_{ga}$); 2) величина I_n пропорциональна H_{ga} ($I_n = kH_{ga}$, k — коэффициент, зависящий от свойств минералов). На основе этих закономерностей определяются направление и напряженность древнего геомагнитного поля и по модели магнитного диполя рассчитываются координаты древнего магнитного полюса. Возраст горных пород определяется независимыми методами [2].

Однако ферримагнитные минералы (ФММ) горных пород подвержены процессам распада и окисления, которые усложняют состав и структуру минералов и изменяют их магнитные свойства. Эволюция микроструктур минералов, взаимосвязанная с эволюцией горной породы, может приводить к возникновению сложных ассоциаций ФММ, в которых в слабых полях проявляются нелинейные эффекты намагничивания, в том числе самообращение I_n , т. е. намагничивание становится антипараллельным намагничивающему полю. Эти эффекты необходимо учитывать при интерпретации палеомагнитных данных.

В данной статье излагается состояние изученности этой проблемы на основе литературных данных и исследований авторов.

Как известно, в результате палеомагнитных исследований установлено, что геомагнитное поле в прошлые геологические эпохи неоднократно изменяло свою полярность; таких инверсий поля начиная с кембрия (600 млн лет назад) произошло более тысячи. Составлена подробная мировая магнитохронологическая шкала (рис. 1), которая

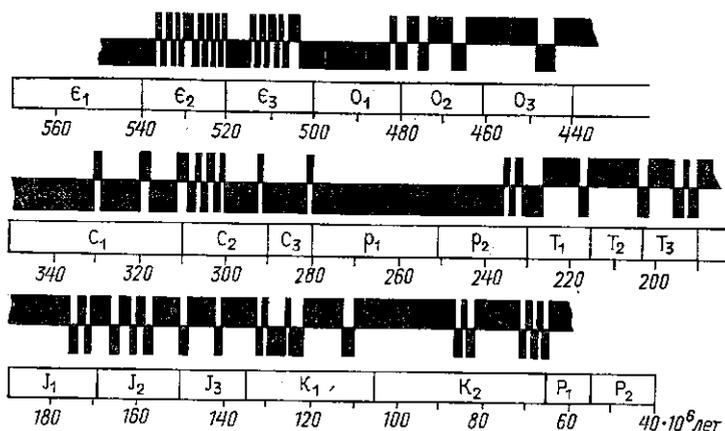


Рис. 1. Изменение полярности геомагнитного поля в прошлом. Наименование эпох и отделов геохронологической шкалы: p_2 — палеоцен, p_1 — эоцен, K_2 — меловой верхний, K_1 — меловой нижний, J_3 — юрский верхний, J_2 — юрский средний, J_1 — юрский нижний, T_3 — триасовый верхний, T_2 — триасовый средний, T_1 — триасовый нижний, P_2 — пермский верхний, P_1 — пермский нижний, C_3 — каменноугольный верхний, C_2 — каменноугольный средний, C_1 — каменноугольный нижний, O_3 — ордовикский верхний, O_2 — ордовикский средний, O_1 — ордовикский нижний, E_3 — кембрийский верхний, E_2 — кембрийский средний, E_1 — кембрийский нижний

отражает динамику геомагнитного поля в фанерозое (за последние 600 млн лет). Для длительных интервалов геологической истории Земли характерна какая-либо преимущественная полярность геомагнитного поля (прямая N или обратная R). Продолжительность интервалов преимущественной полярности изменяется от 30 до 100 млн лет [3]. Промежутки времени между двумя соседними инверсиями внутри интервалов преимущественной полярности изменяется примерно от 0,01 до нескольких десятков миллионов лет [3]. Напряженность поля во время инверсии понижается в $7 \div 10$ раз [4].

Очевидно, что наиболее детальную картину структуры геомагнитного поля можно получить в наиболее близкое к нам геологическое время. Впервые инверсия в геомагнитную эпоху Брюнес (0—730 тыс лет) была обнаружена в 1967 г. и названа эпизодом Одинцово-Галич [5] (произошла около 350 тыс лет назад). К настоящему времени проведены многочисленные палеомагнитные исследования молодых горных пород [6—17]. Было установлено 18 обращений геомагнитного поля, что дает среднюю продолжительность индивидуального N - или R -интервала менее 40 тыс лет, а частота инверсий достигает 25 в 1 млн лет (рис. 2). Сопоставление этих данных с аналогичными, соответствующими более древним геологическим эпохам, показывает, что в последние 730 тыс лет произошло резкое увеличение частоты инверсий и сокращение длительности интервалов N - или R -полярности.

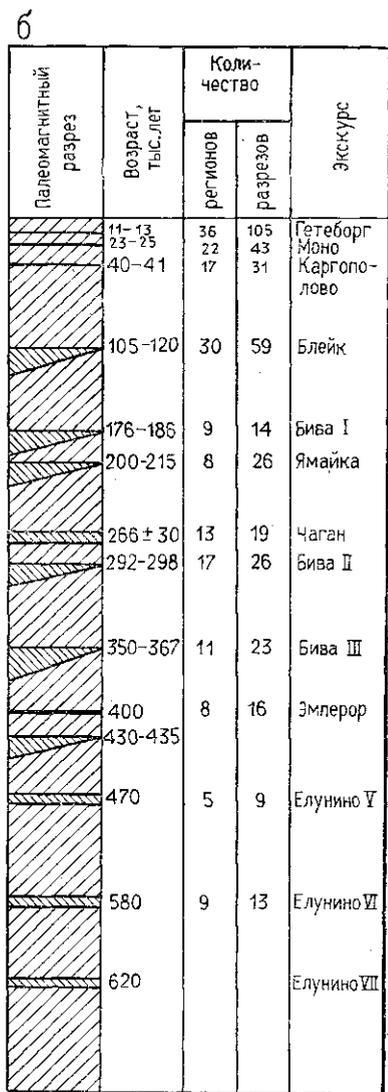
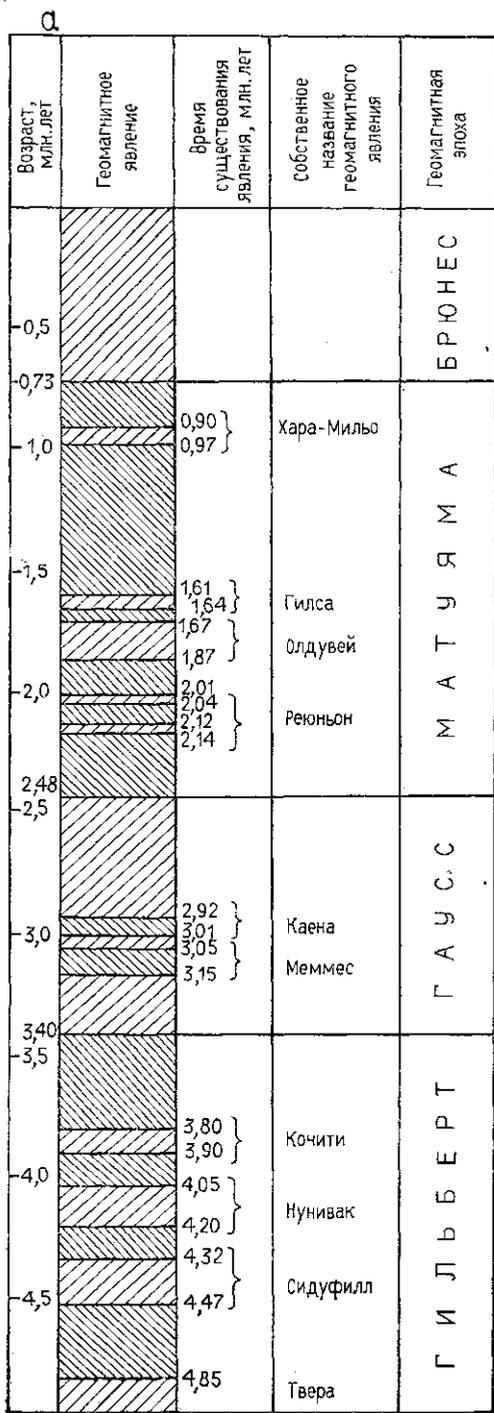


Рис. 2. а — Шкала обращений геоматнитного поля для интервала 0—5 млн лет: 1 — прямая полярность; 2 — обратная полярность. б — Обобщение мировых данных о структуре геоматнитной эпохи Брюнес (0,73 млн лет)

Если эти результаты достоверны, то можно сделать вывод о сильной активизации в последние 730 тыс лет конвективных процессов в ядре Земли. Однако это может быть связано и с тем, что молодые горные породы в существенно большей степени, чем древние, сохраняют палеомагнитную информацию, и с тем, что инверсии вообще происходили намного чаще, чем это установлено исследованиями древних горных пород, которые могли частично утратить палеомагнитную информацию. Возможно также, что увеличение частоты инверсий связано с тем, что не во всех случаях обратная естественная остаточная намагниченность I_n возникла в обратном поле, в ряде случаев она могла возникнуть в результате нелинейных процессов самообращения I_n в поле N -полярности. О таких случаях сообщается, в частности, в работах [18, 19]. Нелинейные эффекты возникают при усложнении состава и структуры ФММ.

Проверим, существует ли взаимосвязь между режимом инверсий геомагнитного поля (см. рис. 1) и составом ферримагнитной фракции горных пород, а также его изменениями, по которым эти инверсии были установлены. В фанерозое, исключая плейстоцен, наибольшая частота инверсий наблюдалась в плиоцене (3,3 инверсии в 1 млн лет). Перед границами между меловым (К) и третичным (Т) периодами (КТ) и между пермским (П) и триасовым (Т) периодами (ПТ) направление геомагнитного поля достаточно продолжительное время имело постоянную N -полярность в меловом периоде (~83—119 млн лет) и R -полярность в пермском и частично каменноугольном периодах (~250—320 млн лет). Границам КТ (~67 млн лет) и ПТ (~230 млн лет) соответствует глобальное излияние базальтов и вымирание животных на Земле.

Обзор данных по зависимости магнитных свойств горных пород от возрастных изменений ферримагнитной фракции опубликован в [20]. Исследовались лавы Гренландии (1250 млн лет), шотландские каменноугольные лавы, меловые лавы Израиля, индийские траппы (~67 млн лет), миоценовые лавы Германии и Новой Зеландии, современные лавы Этно, т. е. лавы современных континентов. В этих работах анализировались термомагнитные кривые, коэрцитивность, магнитная восприимчивость. В результате установлено, что базальты последних 150 млн лет содержат титаномагнетиты и продукты их низко- и высокотемпературного окисления, а более древние базальты — только магнетиты и гематиты.

Не менее интересно провести сравнение магнитных свойств и состава ферримагнитной фракции базальтов дна океана и континентальных базальтов — траппов. По геологическим данным установлена глобальность трапповых импульсов мезозоя и кайнозоя. Предполагается, что на дне Атлантического океана сформированы мегапокровы базальтов, синхронные траппам [21]. Выявлен глобальный характер поведения некоторых магнитных характеристик подводных базальтов Тихого и Атлантического океанов, отобранных из скважин. Показано, что в интервале 30—50 млн лет наблюдался максимум намагниченности насыщения I_s базальтов и содержания железа в них. Он согласуется с минимумом скорости спрединга (раздвижения океанского дна) и скоростью перемещения палеомагнитных полюсов. Выявлена связь между количеством инверсий геомагнитного поля и скоростью спрединга, а именно: высокие скорости спрединга наблюдаются в интервале 85—105 млн лет, когда число инверсий минимально [22].

Таким образом, число инверсий каким-то образом связано с процессами в литосфере, с составом изливающейся магмы, а значит, оп-

ределяется не только особенностями геомагнитного поля, обусловленными процессами в ядре Земли.

В последнее время появляется все больше публикаций, которые направлены на более тщательное изучение различий в составе ферримагнитной фракции прямо- и обратномагнитических горных пород. Очень подробные данные были опубликованы в работе о платобазальтах Колумбии [23]. Было показано, что у обратномагнитических базальтов ферримагнитная фракция представлена титаномагнетитами на более поздней стадии окисления, чем у прямомагнитических. Была выдвинута гипотеза для объяснения этой закономерности, которая состояла в предположении различной степени дегазации мантии Земли в периоды прямой и обратной полярности геомагнитного поля [24].

Анализ литературных данных показывает, что среди вулканитов кайнозойского и мезозойского возраста (примерно до 230 млн лет) ферримагнитная фракция прямомагнитических пород в основном представлена магнетитом, как первичным, так и вторичным, а в некоторых образцах встречен псевдобрукит [25—29]. Ферримагнитная фракция обратномагнитических пород этого возраста представлена широким спектром минералов от титаномагнетита до гематита, часть из которых является продуктами окисления первого [25—30]. По более древним породам литературных данных гораздо меньше, однако видно, что четко выраженного различия в составе ферримагнитной фракции прямо- и обратномагнитических пород не наблюдается, преимущественно магнитные свойства этих пород определяются магнетитом и продуктами его окисления [31—33]. Аналогичная тенденция прослеживается и по магнитной жесткости. Среди молодых вулканитов обратномагнитические горные породы обладают более высокой магнитной жесткостью, чем прямомагнитические [25—29, 34], у более древних вулканитов с противоположной полярностью I_n четкого различия по магнитной жесткости не наблюдается.

Интересно сравнить данные о точках Кюри вулканитов, возраст которых соответствует кайнозойской эре до границы КТ и вулканитов мезозойского возраста, т. е. до границы ПТ. Оказалось, что кайнозойские вулканиты с N -полярностью имеют точки Кюри в пределах от 480 до 620 °С, а обратномагнитические вулканиты этого возраста — в более широком диапазоне: от 100 до 620 °С. Мезозойские вулканиты, прямо- и обратномагнитические, имеют температуры Кюри в более узком диапазоне: от 500 до 675 °С, т. е. их ферримагнитная фракция представлена в основном титаномагнетитом с малым содержанием титана и даже гематитом. Таким образом, четкое различие в составе ферримагнитной фракции у прямо- и обратномагнитических пород прослеживается у вулканитов, возраст которых не превышает примерно 230 млн лет.

Итак, установлена, с одной стороны, возрастная зависимость состава ферримагнитной фракции вулканитов, а с другой — различие в составе ферримагнитной фракции прямо- и обратномагнитических изверженных горных пород. Из этого следует, что частота инверсий геомагнитного поля может определяться не только поведением геомагнитного поля, но и состоянием ферримагнитной фракции вулканитов, обусловленным PT -условиями среды.

Наблюдающаяся взаимосвязь режима инверсий (фактически это режим направлений I_n) с составом содержащихся в породах ФММ, а также отмеченное различие в магнитных свойствах N - и R -пород косвенно указывают на возможность образования прямой или обратной величины I_n за счет нелинейных эффектов намагничивания, обуслов-

ленных магнитными взаимодействиями ФММ. В частности, такие взаимодействия были обнаружены в тех горных породах, в которых в лабораторных условиях наблюдались явления полного или частичного самообращения намагниченности [35, 36].

Нами были обнаружены и изучены магнитные взаимодействия в ФММ образцов подводных океанских толеитовых и переходных базальтов, а также серпентинитов.

Изученная коллекция образцов включает в себя основные типы пород второго (базальтового) слоя океанской коры. Возраст толеитовых базальтов, отобранных с помощью глубинных аппаратов в Красном море, не превышает 1 млн лет. Образцы переходных базальтов драгированы в Бразильской и Капской котловинах Южной Атлантики, их возраст не превышает 70 млн лет. Образцы серпентинизированного габбро были вскрыты глубоководным бурением в хребте Книпповича (скважина 344 DSDP). Их возраст 3 млн лет.

Изотермические и термомагнитные измерения показали, что толеитовые базальты характеризуются высокими значениями I_n (до $150 \cdot 10^{-3}$ Гс), очень высокими величинами фактора $Q_n = I_n / (\chi_0 H_g)$ (до 580), где χ_0 — начальная магнитная восприимчивость. Высокие значения отношения I_{rs}/I_s , где I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения, I_s — намагниченность насыщения, указывают на мало- и однодоменное состояние ФММ. (В таблице даны средние величины маг-

Средние величины магнитных характеристик подводных океанских горных пород

| Породы | $\chi_0 \cdot 10^6$, ед. СГСМ | $I_n \cdot 10^3$, Гс | Q_n | $S \cdot 10^6$, Гс | I_s , Гс | I_{rs} , Гс | $\frac{I_{rs}}{I_s}$ | H_{CR} , Э | $\chi_0 \cdot 10^6$, I_s | $\frac{I_n}{I_s} \cdot 10^3$ | $\frac{I_n}{I_{rs}} \cdot 10^3$ | $\frac{I_n}{I_{rT}} \cdot 10^3$ |
|------------------------|--------------------------------------|--------------------------|-------|------------------------|---------------|------------------|----------------------|-----------------|--------------------------------|------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Толеитовые базальты | 641 | 47 | 190 | 80 | 1,47 | 0,53 | 0,36 | 585 | 436 | 31,5 | 88,7 | 0,93 |
| Переходные базальты | 200 | 1,4 | 12 | 72 | 0,44 | 0,16 | 0,36 | 274 | 455 | 3,2 | 8,8 | 0,15 |
| Серпентини- ты | 640 | 0,48 | 1,2 | 123 | 1,2 | 0,25 | 0,2 | 358 | 533 | 1,0 | 1,9 | 0,11 |

Примечание. χ_0 — начальная магнитная восприимчивость, I_n — естественная остаточная намагниченность, $Q_n = I_n / (\chi_0 H_g)$, H_g — напряженность геомагнитного поля, S — коэффициент магнитной вязкости, I_s — намагниченность насыщения, I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения, H_{CR} — остаточная коэрцитивная сила, I_{rT} — термоостаточная намагниченность.

нитных характеристик.) Точки Кюри по данным термомагнитного анализа находятся в диапазоне от 200 до 480 °С, что характерно для титаномагнетитов с содержанием ульвошпинели от 15 до 16 мол.%. Последнее подтверждается данными электронно-зондового анализа.

Как видно из таблицы, переходные базальты по сравнению с толеитовыми имеют значительно более низкие средние значения I_n . Величина их I_s , отражающая концентрацию ФММ в образце, также в несколько раз меньше I_s толеитов. Точки Кюри переходных базальтов изменяются от 300 до 350 °С, что указывает на высокую степень низкотемпературного окисления титаномагнетитов.

Еще меньшие, чем у переходных базальтов, значения I_n , Q_n , I_s , I_{rs}/I_s и других параметров имеют серпентиниты.

Анализ величин магнитных характеристик показывает (см. таблицу), что средняя величина I_n ($47 \cdot 10^{-3}$ Гс) толеитовых базальтов в

33 раза больше, чем средняя величина ($1,4 \cdot 10^{-3}$ Гс) переходных базальтов. Однако при этом средние величины других магнитных характеристик толеитовых и переходных базальтов различаются в гораздо меньшей степени, чем величины I_n . Так, одинаковы для обоих типов базальтов средние значения $I_{rs}/I_s=0,36$, практически равны отношения I_n/I_s , а I_s толеитовых базальтов только в 3 раза превышает I_s переходных. Похожая ситуация наблюдается и у серпентинитов.

Такое несоответствие величин различных магнитных характеристик можно объяснить внутренними магнитными взаимодействиями, которые в слабых полях приводят к нелинейной зависимости I_n и H_g . В природных условиях в момент своего образования породы приобретают остаточную намагниченность при охлаждении раскаленной магмы в поле H_g , т. е. термоостаточную намагниченность I_{rT} . Химические изменения минералов могут происходить либо непосредственно во время охлаждения магмы, либо после охлаждения, в течение дальнейшей геологической эволюции породы.

Дубли образцов в лаборатории были термонамагничены в поле $H=0,5$ Э. Отношения I_n/I_{rT} для толеитовых базальтов приблизительно равны 1, а для других типов пород они в 7—10 раз меньше. Эти и другие результаты показывают, что, по-видимому, только у толеитовых базальтов величина I_n сравнительно мало изменилась с момента образования.

Для выяснения вопроса о характере магнитного взаимодействия и о его влиянии на величину I_n было проведено циклическое терморазмагничивание образцов при $H=0$.

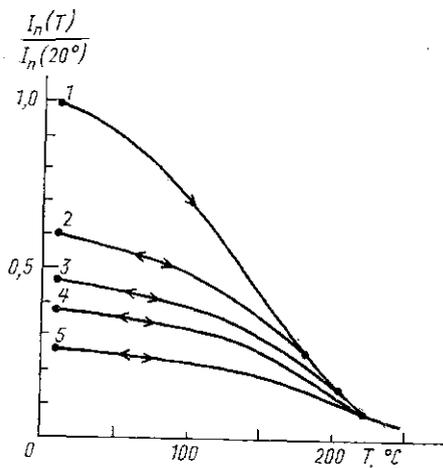


Рис. 3

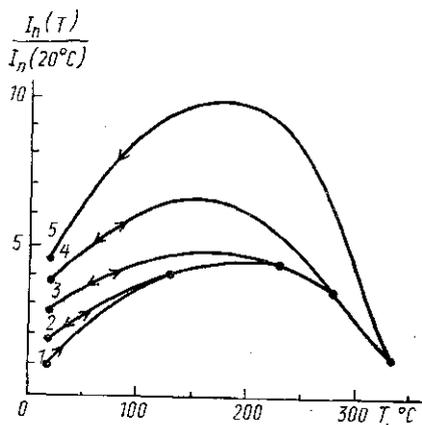


Рис. 4

Рис. 3. Кривые $I_n(T)$ при циклическом терморазмагничивании толеитового базальта

Рис. 4. Кривые $I_n(T)$ при циклическом терморазмагничивании переходного базальта

На рис. 3 представлен типичный ход кривых $I_n(T)$ различных циклов терморазмагничивания ($T_0 \rightarrow T_i \rightarrow T_0$) для образцов толеитовых базальтов. Точка 1 — исходное значение I_n , точка 2 — значение I_n после нагрева до $T_1=200^\circ\text{C}$ и охлаждения до комнатной температуры $T_0 \approx 20^\circ\text{C}$. Точки 3, 4, 5 — соответствующие значения I_n после нагрева до $T_2=220^\circ$, $T_3=230^\circ$ и $T_4=240^\circ\text{C}$ и охлаждения до T_0 . Никаких осо-

бенностей в ходе кривых $I_n(\bar{T}_0 \rightarrow T_i \rightarrow \bar{T}_0)$ для толеитовых базальтов не наблюдается, I_n уменьшается по мере роста T_i .

На рис. 4 представлены аналогичные кривые термоциклов для переходных базальтов. Оказывается, что исходное значение I_n (точка 1) для переходных базальтов — наименьшее значение из измеренных при комнатной температуре. При нагреве до $T_1=230^\circ\text{C}$ и охлаждении до T_0 величина I_n увеличивается, она продолжает увеличиваться при дальнейшем росте T_i . Величина I_n (точка 5) после нагрева до $T_4=330^\circ\text{C}$ и охлаждения до T_0 в 5 раз превосходит исходное значение (точка 1). Однако максимального значения I_n достигает после четвертого нагрева (измерение I_n при $T \approx 200^\circ\text{C}$), здесь I_n в 10 раз больше исходной величины.

Кривые рис. 4 указывают на два процесса, происходящих в образце в цикле нагрев—охлаждение. Рост I_n при увеличении T связан с процессом разрушения ее компоненты, направленной антипараллельно исходной I_n . Наличие максимума на кривой $I_n(T)$ при охлаждении от T_i и уменьшение I_n при дальнейшем уменьшении T связаны с сильным магнитным взаимодействием ферромагнитных фаз, приводящим к образованию антипараллельно ориентированной компоненты I_n . Похожая картина наблюдалась при циклическом терморазмагничивании серпентинитов (рис. 5).

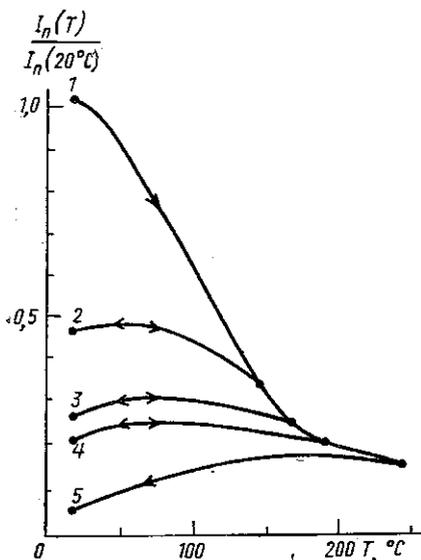


Рис. 5

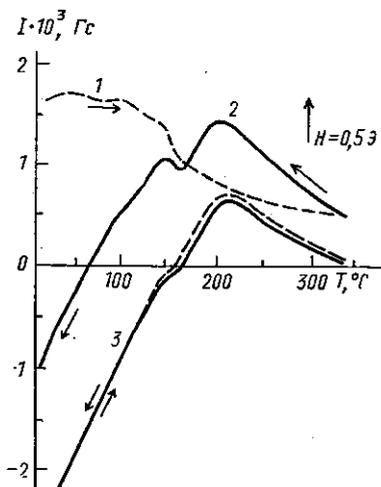


Рис. 6

Рис. 5. Кривые $I_n(T)$ при циклическом терморазмагничивании серпентинита

Рис. 6. Самообращение полной и остаточной термонамагниченностей при охлаждении кимберлита из Якутии от 350°C до комнатной температуры T_0 ($H=0,5 \text{ Э}$)

Таким образом, магнитное взаимодействие, имеющее место в ФММ образцов переходных базальтов и серпентинитов, которые являются более древними, чем толеиты, породами, приводит к нелинейной зависимости между I_n и H_g . В результате уменьшается величина I_n по сравнению с той, которая была бы при линейной зависимости.

В ряде случаев в результате нелинейных эффектов происходит самообращение I_n , т. е. I_n ориентируется антипараллельно намагничивающему полю. Это может произойти, когда антипараллельная H компонента I_n , возникающая при магнитном взаимодействии, превзойдет по величине параллельную компоненту. Известно, что самообращение намагниченности может также произойти в ферритах, имеющих точку компенсации [35]. Однако в горных породах не обнаружено ферримагнетиков с точкой компенсации выше 0°C , поэтому наблюдаемое в горных породах самообращение, в основном, связано с магнитными взаимодействиями в ФММ.

Нами на кимберлитах из Якутии было обнаружено и изучено полное самообращение I_{rT} . По данным электронно-зондовых и терромагнитных исследований в кимберлитах содержится ферримагнитный пикроильменит с точками Кюри от 80 до 220°C и в меньшем количестве — титаномагнетит с примесями Cr , Mg , Al и Mn ($T_c \approx 250\text{--}300^\circ\text{C}$), магнетит и гематит.

Рисунок 6 иллюстрирует комплекс наблюдавшихся эффектов самообращения намагниченности кимберлита при его охлаждении от $T=350^\circ\text{C}$ до комнатной температуры в поле $H=0,5$ Э. Кривая 1 (штриховая) — изменение намагниченности $I(T)$ при нагреве, кривая 2 — изменение термонамагниченности $I_T(T)$, возникающей при охлаждении, кривая 3 — изменение термоостаточной намагниченности $I_{rT}(T)$, кривая 4 (штриховая) — ход термонамагниченности $I_{rT}(T)$ при нагреве в $H=0$. Как видно, кривые 4 и 3 практически совпадают.

Детальные исследования показали, что самообращение I_{rT} в кимберлитах обусловлено неоднородными по составу и структуре пикроильменитовыми зернами. Обратная намагниченность возникает в результате отрицательного магнитостатического взаимодействия между пикроильменитовой матрицей и мельчайшими гематитоподобными включениями.

Заключение

Анализ литературных данных и наших исследований показывает, что Fe—Ti -окислы проходят очень сложную эволюцию со времени магнообразования. В результате изменяются магнитные свойства ФММ, а в некоторых случаях возникают внутренние магнитные взаимодействия, что в связи с малой напряженностью геомагнитного поля может приводить к нелинейной зависимости между I_n и H_e .

Возникающая в результате нелинейных процессов намагничивания естественная остаточная намагниченность I_n (измененная по величине или по направлению) искажает палеомагнитную информацию. Необходимо разработать методы диагностики пород с нелинейной намагниченностью I_n , а также модель эволюции магнитоминералогических свойств ФММ в течение геологического времени. Для геофизических интерпретаций следует использовать данные только о той намагниченности I_n , которая образовалась в результате линейных процессов намагничивания горных пород.

В данной статье приведены экспериментальные результаты исследования нелинейных эффектов. По-видимому, более сложной задачей будет создание теории нелинейных процессов намагничивания горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л., 1978. [2] Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М., 1986. [3] Харленд Х. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М., 1985. [4] Гурарий Г. З., Петрова Г. Н., Поспелова Г. А. и др. // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М., 1983. С. 42. [5] Десятова Т. Ф., Карпунин С. С., Судакова Н. Г., Трухин В. И. // ДАН СССР. 1973. 213, № 3. С. 657. [6] Третьяк А. Н., Вигилянская Л. Н., Макаренко В. Н. и др. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое. Киев, 1989. [7] Инверсии геомагнитного поля (каталог 1957—1982 гг.). Материалы мирового центра данных. 1985. [8] Тру-

хин В. И. Некоторые свойства вязкой намагниченности осадочных горных пород: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. (МГУ), 1967. [9] Большаков А. С. // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М., 1983. С. 62 [10] Гурарий Г. З., Нечаева Т. Б., Петрова Г. Н. и др. // Геомагнетизм: Теоретические и практические аспекты. Киев, 1988. С. 98. [11] Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. // Geol. Soc. London. Quart. Journal. 1968. 124, pt. 1, N 495. P. 53. [12] Petrova G. N., Pospelova G. A. // Phys. Earth. Planet. Int. 1990. 63, N 1—2. P. 135. [13] Nowaczyk N. R. // Berichte Polarforschung. 1991. 78. P. 1. [14] Levi S., Audunsson H., Duncan R. A. et al. // Earth. Planet. Sci. Lett. 1990. 96, N 3/4. P. 443. [15] Hillhouse J., Cox A. // Earth. Planet. Sci. Lett. 1976. 29, N 6. P. 51. [16] Champion D. E., Lanphere M. A., Kuntz M. A. // J. Geophys. Res. 1988. B93, N 10. P. 11667. [17] Mankinen E. A., Dalrymple G. B. // J. Geophys. Res. 1979. 84, N 2. P. 615. [18] Heller F., Markert H., Schmidbauer E. // J. Geophys. 1979. 45, N 3. P. 235. [19] Heller F., Petersen N. // Phys. Earth. Planet. Int. 1982. 30, N 4. P. 358. [20] Gracham S. E., Jonathon M. // Geophys. J. 1990. 101, N 1. P. 282. [21] Макаренко Г. Ф. // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. 1991. 66, № 6. С. 3. [22] Печерский Д. М., Тихонов Л. В. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 4. С. 79. [23] Wilson P. L., Watkins N. D. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1967. 12, N 4. P. 405. [24] Wright I. B. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1968. 16, N 2. P. 161. [25] Челешвили М. Л. Физическая природа намагниченности молодых вулканических пород в связи с составом и внутренней структурой магнитных минералов. Тбилиси, 1988. [26] Челешвили М. Л., Гогошвили Д. А. Результаты геофизических исследований земной коры на Кавказе. Тбилиси, 1978. С. 73. [27] Ade-Hall J. M. // Geophys. J. 1969. 18, N 4. P. 333. [28] Hussain A. G., Bakor A. R. // Geophys. J. Int. 1989. 99, N 3. P. 687. [29] Sherwood G. J. // Phys. Earth. Planet. Int. 1990. 6, N 1—2. P. 32. [30] Шолпо Л. Е., Тюленева Т. С., Галеев А. К. // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1989. № 3. С. 105. [31] Hodych J. P., Hayatsu A. // Can. J. Earth. Sci. 1988. 25, N 12. P. 1972. [32] Lovlie R. // Phys. Earth. Planet. Int. 1988. 52, N 3—4. P. 352. [33] Ozdemir O., Dunlop D. J., Reid B. et al. // Geophys. J. 1988. 95, N 1. P. 69. [34] Kikawa E., Koyama M., Kinoshita H. // J. Geomagn. Geoelectr. 1989. 41, N 2. P. 175. [35] Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., 1965. [36] Трухин В. И., Жиляева В. А., Зинчук Н. Н., Романов Н. Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М., 1989.

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3, ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ. 1993. Т. 34, № 1

УДК 669.25'863'864; 548.5 : 537.621

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕГРАЛОВ ОБМЕННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОТ АТОМНОГО ОБЪЕМА В АМОРФНЫХ СПЛАВАХ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЯХ R—Fe

А. С. Андреевко, С. А. Никитин, Ю. И. Спичкин
(кафедра общей физики для естественных факультетов)

Проведены исследования намагниченности и магнитной восприимчивости в присутствии внешнего гидростатического давления до 10 кбар в аморфных сплавах и кристаллических соединениях R—Fe (R—тяжелый редкоземельный металл). Полученные результаты обсуждаются в рамках теории молекулярного поля. Различия в зависимости обменных интегралов в аморфных сплавах и кристаллических соединениях R—Fe от давления объясняются отличием в ближнем порядке. Установлено, что гидростатическое давление индуцирует неколлинеарную магнитную структуру в кристаллических соединениях Y_2Fe_{17} и Er_2Fe_{17} и приводит к трансформации двух фазовых переходов парамагнетизм — асперомагнетизм — обратимое спиновое стекло в один фазовый переход парамагнетизм — спиновое стекло в аморфном сплаве $Y_{19}Fe_{31}$, что объяснено перенормировкой соотношения между положительным и отрицательным обменными взаимодействиями внутри подсистемы железа.

Введение

В аморфных сплавах R—Fe отрицательное обменное взаимодействие между подсистемами ионов Fe и R (R — тяжелый редкоземельный элемент) приводит к антипараллельному упорядочению их сред-