

МАТЕРИАЛЫ ПРОДОЛЖАЮЩИХСЯ
ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫХ СЪЕМОК
ПОЛУЧЕНЫ В 1969

18

Методика съемки

материала

горных город

при геологической

съемке

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО

МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ
ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ
МАСШТАБА 1:50 000

18

ВЫПУСК

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
МАГНЕТИЗМА
ГОРНЫХ ПОРОД
ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
СЪЕМКЕ



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1986

Использование магнетизма горных пород при геологической съемке/Л. Е. Шолпо, Б. Ш. Русинов, М. Г. Илаев и др.—Л.: Недра, 1986.—224 с. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 18. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Рассмотрены физические основы магнетизма горных пород, основные принципы и методы его использования при геологической съемке. Дан анализ конкретных связей магнитных свойств горных пород с концентрацией магнитных минералов, химическим и фазовым составом этих минералов, их структурными и текстурными особенностями. Прослежены корреляционные связи между магнитными свойствами горных пород и рядом факторов их генезиса и геологического развития. Даны оценка новых методов, основанных на магнитной памяти горных пород о механических, температурных и других физических воздействиях.

Приведены практические примеры использования магнитных характеристик горных пород для решения задач крупномасштабной геологической съемки, а также для тектонических реконструкций, расчленения интрузивных массивов по степени рудоносности.

Для геологов и геофизиков, ведущих геологическую съемку и поиски рудных месторождений.

Табл. 9, ил. 75, список лит. 47 назв.

Авторы: Л. Е. Шолпо (научный руководитель), Б. Ш. Русинов (отв. исполнитель), М. Г. Илаев, Л. А. Игошин, В. А. Панфилов, Б. Е. Белых, Б. В. Буров, А. М. Глевасская, Н. Б. Дорткац, Э. Я. Дубинчик, И. Ф. Зотова, Э. Н. Лузянина, Н. П. Михайлова, Э. А. Молостовский, Б. Н. Писакин, М. Г. Попов, Ю. С. Ржевский, И. В. Розенталь, Ф. С. Файнберг, Е. В. Шевлягин, М. Н. Щекия.

Главный редактор серии А. С. Кумпан.

Научный редактор выпуска Л. Е. Шолпо.

Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000

Выпуск 18

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАГНЕТИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева. Переплет художника С. И. Зиничева.
Технический редактор С. М. Архипова. Корректоры М. И. Витис,
В. Н. Малахова.

ИБ № 6584

Сдано в набор 17.12.85. Подписано в печать 02.04.86. М-26565. Формат 60×90/16. Бумага кн.-журн. Гарнитура литературная. Печать высокая Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 14.97. Тираж 3000 экз. Заказ 192/762. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровая, 18.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Физические свойства горных пород зависят от их состава, условий образования и всех последующих изменений. Благодаря существованию такой зависимости они содержат в себе довольно богатую геологическую информацию. Безусловно, извлечение и расшифровка этой информации чрезвычайно сложны, так как горные породы сложены многими минералами, зачастую резко различными по своим физическим свойствам и поведению при тех или иных внешних воздействиях. Очевидно поэтому, что наиболее перспективными по возможности решения обратных задач являются исследования тех физических свойств, которые можно связать с небольшим числом определенных минеральных образований. Именно такая ситуация складывается при изучении магнетизма горных пород.

То обстоятельство, что в этом случае мы имеем дело с «малой частью» породы, т. е. резкая выделенность объекта исследования, позволяет создать теоретическую модель магнитных горных пород, которая часто мало отличается от реальности. Это в свою очередь позволяет получить численные характеристики магнитных процессов или явлений в горных породах, разработать методы количественных исследований. Изучение магнетизма горных пород перспективно еще и потому, что может включать в себя изучение не только статических, но и «кинематических» характеристик. Главнейшими из таких характеристик являются процесс разрушения магнитного упорядочения с ростом температуры, а также процесс намагничивания, в которых, с позиций физики твердого тела, как раз и содержится основная информация о химическом составе и технологии образования ферромагнетика, о его структуре и магнитной предыстории, обусловленной внешними воздействиями.

Наконец, явления магнетизма позволяют использовать уникальное свойство «магнитной памяти». Наряду с собственно диагностическими методами магнетизма горных пород, исследующими характеристики состава, структуры, текстуры и концентрации магнитных минералов, можно выделить ряд методов изучения магнитного состояния, которое сохраняет память о внешних воздействиях: магнитного поля, механических напряжений, температуры, времени.

Таким образом, магнитные свойства вполне оправданно занимают особое положение среди физических свойств горных пород. Это положение подчеркивается многообразием форм и направлений их изучения и практического использования. Такое многообразие требует приведения его в единую систему, основанную на реалистической, физически обоснованной оценке геологической информативности магнитных свойств горных пород.

Изучение явлений магнетизма пород прежде всего связано с решением магниторазведочных задач. С самого начала становления магниторазведки проводились тщательные исследования намагниченности I и магнитной восприимчивости χ различных типов пород и минералов; были выявлены многие закономерности остаточного намагничивания пород. Успешное развитие и применение метода привели к тому, что за намагниченностью были закреплены смысл и функции основной характеристики магнитных свойств горных пород.

Это представление было несколько «механистически» перенесено и в новую, молодую отрасль геофизики — петрофизику, которая в своем «петромагнитном» разделе на базе изучения той же намагниченности ставит перед собой задачи, значительно более широкие и сложные: установление корреляционных связей между магнитными свойствами горных пород и целым рядом факторов их генезиса и геологического развития. Сложность и глубина поставленных проблем требуют комплексного изучения магнитных свойств, привлечения кроме намагниченности и других магнитных характеристик.

Значительным расширением круга изучаемых в геофизике магнитных свойств горных пород сопровождалось появление около трех десятилетий назад новой отрасли науки о Земле — палеомагнитологии. В качестве основной характеристики магнитных свойств горных пород здесь по смыслу, несомненно, выделяется их естественная остаточная намагниченность I_p . Необходимость глубокого проникновения в «механизм» остаточного намагничивания, потребность выработки критерииов сохранности остаточной намагниченности, сложность и многообразие самих явлений палеомагнетизма привели к развитию и совершенствованию физических основ палеомагнитологии, важнейшей частью которой явилась по существу новая отрасль науки — магнетизм горных пород.

Основываясь на физической науке о ферромагнетизме, развивающейся применительно к специфике природных ферромагнетиков, исследователи магнетизма горных пород стремятся в первую очередь определить конкретные формы обусловленности магнитных свойств горных пород содержанием в них магнитных минералов, химическим и фазовым составом этих минералов, структурными и текстурными особенностями горных пород, геолого-геофизическими условиями их образования и дальней-

шего изменения. Магнетизм горных пород как отрасль науки о ферромагнетизме утверждает, что для наиболее полного извлечения этой информации и наиболее достоверной ее расшифровки необходимо изучать и использовать все многообразие магнитных свойств и характеристик горных пород. Среди них намагниченность и магнитная восприимчивость, нисколько не утрачивая своего значения, рассматриваются лишь как глубо частные характеристики.

Развитие магнетизма горных пород (вначале — как физической базы палеомагнитологии) открыло возможность решения многих геолого-геофизических задач, которые до сих пор не стояли перед магниторазведкой, петрофизикой и даже палеомагнитологией и которые, по-видимому, и не могут быть решены отдельно каждым из этих методов. Иначе говоря, общие принципы, определяющие геологическую информативность явлений магнетизма горных пород, могут быть использованы в таком многообразии форм исследования, которое не может (да и не должно) уместиться в рамках формальной их принадлежности к магниторазведочным, петро- и палеомагнитным.

До недавнего времени наблюдалась излишняя обособленность указанных отраслей геофизики, использующих в том или ином аспекте результаты исследований магнетизма горных пород. Это приводило к тому, что как частные исследования, так и крупные обобщающие работы в этих отраслях сильно различались по уровню изложения и трактовки физических основ магнетизма горных пород, а также — в методологическом отношении. В ряде случаев даже терминология, касающаяся, по существу, одних и тех же магнитных явлений и процессов, в разных отраслях геофизики отличалась излишней специфичностью.

Анализ литературы последних лет позволяет оценить существующее положение более оптимистично. Наблюдается явное взаимопроникновение понятий, теоретических основ и многих методических принципов тех направлений геофизических исследований, которые используют учение о магнетизме горных пород. Становится очевидно, что лишь рассматриваемые в совокупности изучение магнитного поля, петро- и палеомагнитные исследования, а также некоторые другие методы определения магнетизма горных пород могут обеспечить полноту извлечения той информации, которая содержится в магнитных свойствах горных пород. Успехи в каждом из направлений исследования способствуют более глубокому и эффективному развитию всех других. Разумеется, это не исключает специфики используемых методик исследования, круга изучаемых объектов и областей геологического и геофизического приложения результатов.

Предлагаемое методическое пособие одной из своих главных задач ставит оказание помощи в выборе наиболее рацио-

нальной и обоснованной программы исследований, связанных с использованием явлений магнетизма горных пород при геологосъемочных работах. Основным условием успеха является правильное понимание информативности магнитных свойств, в частности реалистическая оценка информативности каждой магнитной характеристики в отдельности или в некотором их комплексе, а также достаточно полное представление о многообразии магнитных свойств, целесообразности (эффективности) их изучения.

Как известно, при проведении геологической съемки и составлении кондиционной геологической карты необходимо в зависимости от характера картируемых образований решить множество различных задач.

В областях развития магматических пород надо установить состав, возрастные взаимоотношения различных интрузивных тел или вулканогенных образований, определить их абсолютный возраст, оконтурить отдельные тела, определить их форму, структурную позицию, соотношение с вмещающими породами, проследить латеральную и вертикальную фациальную изменчивость пород, оценить объем каждой разновидности и установить ее формационную принадлежность.

В областях развития метаморфических образований круг решаемых задач в основном тот же. Однако здесь нужны и специфические исследования, позволяющие установить тип метаморфизма (динамотермальный, контактовый, автометаморфизм и др.), определить исходный состав пород, подвергшихся метаморфизму, выяснить термодинамическую обстановку метаморфических преобразований, отнести породы к определенной фации метаморфизма и т. д.

При картировании осадочных пород особое внимание направлено на выделение их литологических разновидностей, прослеживание этих разновидностей по латерали и разрезу, на оценку их мощности, выявление угловых и стратиграфических несогласий, выделение горизонтов, толщ, свит, установление их возраста, выявление и прослеживание маркирующих горизонтов, составление опорных частных и сводных разрезов и т. д.

Такой широкий круг вопросов, подлежащих решению при геологической съемке, разумеется, не может быть весь охвачен методами изучения магнетизма горных пород (как вспомогательными), да и информативность этих методов не всегда отвечает перечисленным задачам. Однако в случае привлечения магнитных методов на том или ином этапе геологических работ следует точно знать их возможности, оценить достоверность получаемой информации, учсть реальные возможности аппаратуры, квалификацию исследователя, допустимые затраты времени. В зависимости от этих факторов при изучении магнетизма горных пород, как и при любом научном исследовании,

может быть достигнут тот или иной качественный и количественный уровень проводимого анализа.

В предлагаемом пособии, рассчитанном в основном на геологов-съемщиков полевых партий и экспедиций, работающих в контакте с геофизиками, приводятся многие несложные приемы и рекомендации, позволяющие с помощью стандартной аппаратуры проводить целенаправленное изучение магнитных свойств пород.

В то же время может возникнуть необходимость и дополнительных, более информативных, исследований, которым подвергаются уже относительно более сложные магнитные характеристики. Эти данные иногда могут оказаться единственным критерием при решении тех или иных спорных вопросов. Поэтому в пособии освещаются и оцениваются некоторые новые, менее доступные в условиях полевых экспедиций методы, о существовании и возможностях которых геолог-съемщик должен иметь представление, чтобы при необходимости он мог обратиться в специализированные лаборатории при научно-исследовательских институтах и вузах.

Пособие предполагает творческий подход читателя к излагаемому в нем материалу. Пока еще невозможно предложить некую универсальную методику исследований магнетизма горных пород в помощь геологическому картированию и поискам. На объектах разного генезиса и возраста в зависимости от конкретных задач эта методика, несомненно, будет различной. Даже полный перечень имеющихся к настоящему времени примеров такой дифференциации не создал бы единой систематической картины использования магнитных методов и их апробации.

В этом отношении наиболее благополучно обстоит дело с палеомагнитными и петромагнитными исследованиями. Последние в составе петрофизики уже давно приобрели статус «неразрывной, составной части геофизики, наиболее тесно связанной с физикой вещества и петрологией» [35, с. 18]. Петромагнитной классификации поддаются не только различные типы пород, но также их комплексы и формации. Предложен обязательный комплекс работ по изучению петрофизической (в частности, петромагнитной) характеристики регионов разного геологического строения.

Изданный в 1984 г. справочник [35] с теоретической, технической и методической позиций достаточно полно отражает возможности петромагнитных данных при геолого-геофизических исследованиях, в частности при геологическом картировании. Поэтому естественно, что в настоящем пособии петромагнитный аспект исследования намагниченности пород отображен лишь в небольшой мере. Также относительно малый объем занимают и материалы, посвященные палеомагнитным исследованиям, основанным на изучении вполне конкретной магнит-

ной характеристики — вектора естественной остаточной намагниченности и его первичной компоненты.

Уровень разработанности методики палеомагнитных исследований, четкость принципов их использования в геологии (в частности, в стратиграфии и геохронологии), последовательное и систематическое изложение этих сведений в ряде работ [28, 36] позволили в настоящем пособии ограничиться в основном вопросами приложения палеомагнитологии к геологическому картированию. Эта область мало отражена в вышедшей в 1982 г. книге «Палеомагнитология» [28]. В то же время в ней наряду с изложением основных принципов и методов палеомагнитологии в достаточном объеме даны общие рекомендации по проведению палеомагнитных работ, включающие описание современных методики и техники.

Авторы выражают благодарность своим коллегам из других организаций и учреждений, принявшим участие в работе над настоящим пособием.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГНЕТИЗМЕ ГОРНЫХ ПОРОД

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВА

О магнитных свойствах вещества можно судить прежде всего по тому, как оно ведет себя под действием внешнего магнитного поля H : становится ли источником дополнительного поля, т. е. приобретает ли магнитный момент M , каков этот момент по модулю и направлению, сохраняется ли он (и в какой мере) после устраниния поля. Сама по себе такая возможность никак не зависит от напряженности магнитного поля и должна быть рассмотрена нами сначала в общем виде, вне всякой связи, например, с геомагнитным полем. Конечно, все горные породы постоянно находятся в магнитном поле Земли, и благодаря этому о некоторых магнитных свойствах горных пород можно судить, наблюдая их в естественном залегании. Однако значение этого факта не может быть понято в отрыве от общих закономерностей поведения вещества в магнитных полях различной напряженности.

Реакция вещества на приложенное магнитное поле характеризуется магнитной восприимчивостью χ . В уравнении $I_i = \chi H$ величина I_i — возникающий под действием поля магнитный момент единицы объема вещества ($I_i = M_i/V$), так называемая индуцированная намагниченность. Поскольку χ в общем случае является функцией температуры T вещества и функцией поля, ясно, что и намагниченность зависит от температуры и изменяется с полем нелинейно.

Укажем сразу же, что магнитному полю H в намагниченном теле конечных размеров соответствует лишь эффективное поле $H_{\text{эфф}} < H$. Появление магнитного момента тела сопровождается возникновением на его концах свободных магнитных полюсов, создающих магнитное поле внутри тела в противоположном внешнему направлении, т. е. размагничивающее поле H_d . Это поле пропорционально намагниченности тела; коэффициент пропорциональности N (размагничивающий фактор) определяется формой тела. Таким образом, $H_{\text{эфф}} = H - NI_i$ и выражение для намагниченности в этом случае следует записать в виде

$$I_i = \chi(H - NI_i), \quad (1.1)$$

откуда $I_i = \chi' H$, где $\chi' = \chi / (1 + \chi N)$ — эффективная (или кажущаяся) магнитная восприимчивость.

Если N близко к нулю (например, вдоль длинного стержня), то $\chi' = \chi$, т. е. процесс намагничивания тела осуществляется легче, чем вдоль направления, характеризующегося большим N .

По характеру поведения в магнитном поле вещества можно подразделить на три главных класса: диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные.

1) Индуцированный магнитный момент диамагнитного вещества (диамагнетика) направлен противоположно действующему полю, т. е. его магнитная восприимчивость отрицательна. Так как она обычно очень мала (порядка 10^{-5} СГС и меньше), вклад диамагнитных веществ в магматизм горных пород не значителен.

2) Восприимчивость парамагнетиков положительна, она не зависит от H и достигает 10^{-4} СГС. Парамагнетизм предполагает наличие у атомов постоянных магнитных моментов, которые под действием теплового движения располагаются хаотически и могут приобретать преимущественную ориентацию лишь под действием и в направлении внешнего поля.

Ди- и парамагнитные вещества в отсутствие поля не обнаруживают макроскопического магнитного момента, и прежде всего в этом отношении от них отличаются ферромагнитные вещества. Несколько условно их можно разделить на три подкласса: ферромагнитные, антиферромагнитные и ферримагнитные. Восприимчивость этих веществ положительна, она является функцией поля и может иметь весьма различные значения (для минералов, например, от нескольких единиц у ферромагнитного магнетита до 10^{-4} СГС и ниже у антиферромагнитного гематита). После выключения поля эти вещества сохраняют некоторую часть приобретаемой в поле намагченности — намагченность I_r , которая называется остаточной. Эта намагченность в случае, если поле H не превышало некоторого значения H_0 (разного для разных веществ), может быть выражена формулой

$$I_r = RH^2, \quad (1.2)$$

т. е. оказывается пропорциональной квадрату напряженности поля с коэффициентом пропорциональности R , который носит название постоянной Рэлея. Величина R не зависит от H и подобно χ характеризует реакцию вещества на воздействие магнитного поля.

Приведенное для I_r выражение в общем случае для тел конечных размеров следует преобразовать так же, как в случае восприимчивости, — с учетом размагничивающего поля H_d . При этом нужно учесть, что остаточная намагченность образуется лишь в эффективном поле, равном $H - NH_i$. Кроме того, после выключения поля образец находится в собственном

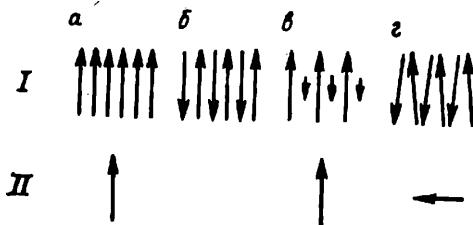


Рис. 1. Схема ориентации атомных магнитных моментов, обусловленной обменным взаимодействием.

I — ориентации магнитных моментов; *II* — результирующая спонтанная намагниченность решетки.
a — ферромагнетик; *b* — антиферромагнетик; *c* — ферримагнетик (например, магнетит);
d — антиферромагнетик с нескомпенсированным магнитным моментом (гематит).

размагничивающем поле ($-NI_r$), под действием которого образуется индуцированная намагниченность χNI_r , направленная противоположно I_r . Таким образом, $I_r = R(H - NI_r)^2 - \chi NI_r$; намагниченность I_r определяется по формуле (1.1). Отсюда

$$I_r = RH^3/(1 + \chi N)^2. \quad (1.3)$$

Ферромагнетизм, так же как и парамагнетизм, обусловлен наличием магнитных моментов атомов вещества. Однако в ферромагнетиках между этими магнитными моментами имеется сильная связь особого типа — обменное взаимодействие, приводящее к их параллельной (для ферромагнетиков) или антипараллельной (для антиферро- и ферримагнетиков) ориентации, не разрушающей тепловым движением при нормальной температуре (рис. 1). Установление такой ориентации сопровождается появлением свободных магнитных полюсов, т. е. возрастанием энергии размагничивающего поля, и это служит своего рода регулятором размера областей (доменов), в которых направления элементарных магнитных моментов совпадают. Таким образом, некоторые малые объемы ферромагнитного вещества обладают своей собственной, не зависящей от внешних причин, спонтанной намагниченностью I_s . Однако в отсутствие поля ферромагнетик в целом может и не обладать магнитным моментом, когда намагниченность доменов либо распределена случайно, либо в соседних доменах направлена противоположно.

При повышении температуры ферромагнитных веществ увеличение энергии теплового движения приводит к разупорядочению ориентации магнитных моментов. (Эта ориентация является полной лишь при абсолютном нуле.) Спонтанная намагниченность, следовательно, с ростом температуры T уменьшается и обращается в нуль при температуре T_c , называемой температурой (или точкой) Кюри. Выше этой температуры ферромагнитные вещества приобретают парамагнитные свойства, в частности их восприимчивость не зависит от H .

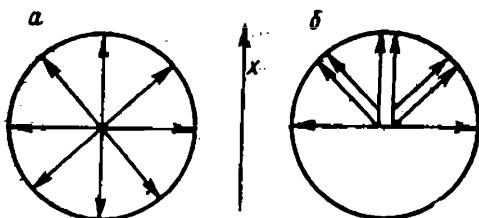


Рис. 2. Схема ориентации спонтанной намагниченности поликристалла при отсутствии (а) и при наличии (б) остаточной намагниченности.

Важным свойством кристаллических ферромагнетиков является их магнитная анизотропия, т. е. зависимость различных магнитных характеристик от направления относительно кристаллографических осей. В соответствии с этим в кристаллах обычно выделяются оси легкого и трудного намагничивания. (В магнетите, например, это соответственно оси $[111]$ и $[100]$.) Вдоль этих осей восприимчивость кристалла различна и по-разному зависит от H . Спонтанная намагниченность в отсутствие внешнего поля всегда направлена вдоль осей легкого намагничивания. Это обстоятельство чрезвычайно важно для понимания макроскопических эффектов. В частности, образование остаточной намагниченности можно себе представить как результат необратимого по отношению к H изменения ориентации I_s на 180° вдоль этих же осей.

Рассмотрим это на примере некоторого скопления кристаллов, единственные легкие оси каждого из которых распределены случайным образом, так же как связанные с ними направления намагниченности доменов. В этом состоянии (рис. 2, а) суммарная остаточная намагниченность равна нулю. Допустим, что по оси x будет приложено магнитное поле H . После его устранения можно обнаружить остаточную намагниченность, направленную по оси x . Это, однако, не означает, что именно по этому направлению сориентировались векторы I_s (рис. 2, б). Каждый из векторов, изменивших направление, остался связан со своей легкой осью, т. е. повернулся на 180° , но этот поворот произошел лишь в тех случаях, когда он привел к уменьшению угла между I_s и направлением действия поля.

Разность между энергией, затрачиваемой на намагничивание кристалла до насыщения по некоторому направлению, и энергией намагничивания по легкой оси называется энергией кристаллографической анизотропии. Ее значение может быть выражено через некоторые постоянные коэффициенты (константы кристаллографической магнитной анизотропии) и косинусы углов, составляемых вектором I_s с осями кристалла.

Существование осей легкого намагничивания является очень важным фактом, который кроме кристаллографической анизотропии может быть обусловлен и другими причинами, например при большом I_s тем, что размагничивающий фактор

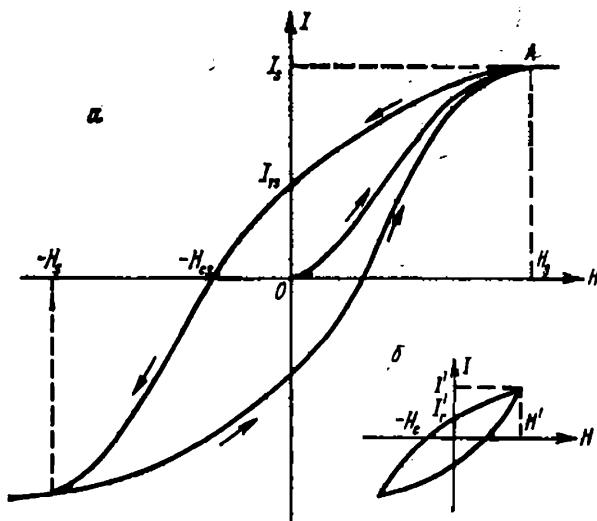


Рис. 3. Основная кривая намагничивания и гистерезисные циклы: максимальный (а) и частный (б).

вдоль этих осей существенно меньше значения N по всем другим направлениям.

Анизотропной в кристаллах ферромагнетика является и магнитострикция, т. е. степень механической деформации, обусловленной намагничиванием. Магнитострикция вызывается тем, что вследствие изменения магнитного взаимодействия между атомами кристаллической решетки при переориентации магнитных моментов во внешнем поле изменяется и форма кристалла — происходит его упругая деформация. Эта деформация ведет к возникновению дополнительных внутренних напряжений в кристалле. (Напряжение в реальном кристалле существует и вне зависимости от внешнего магнитного поля как результат наличия примесей и различного рода дефектов кристаллической решетки.)

Связь между действующим на ферромагнетик магнитным полем и намагченностью этого ферромагнетика графически представлена на рис. 3. Начало координат ($I=0$; $H=0$) соответствует размагнченному состоянию ферромагнетика в отсутствие магнитного поля. При наложении на ферромагнетик некоторого поля в нем возникает индуцированная намагченность, которая с возрастанием H будет изменяться по так называемой основной кривой намагничивания OA (рис. 3, а). При некоторой напряженности приложенного поля (поля насыщения H_s) намагченность достигает насыщения I_s . Заметим, что спонтанная намагченность представляет собой намагченность насыщения домена. Поэтому магнитное насы-

щение образца наступает тогда, когда спонтанная намагниченность всех доменов сориентирована в направлении поля.

При уменьшении H изменения I не соответствуют основной кривой. Это явление носит название магнитного гистерезиса и может рассматриваться как непосредственная причина образования остаточной намагниченности (определенной при $H=0$). В этом состоянии векторы I_s отдельных доменов отклонились от направления действия поля H и сориентировались по легким осям в том из двух возможных направлений, которое составляет меньший угол с намагничивающим полем.

Остаточная намагниченность может быть скомпенсирована путем увеличения поля в направлении, обратном первоначальному. Полная компенсация наступает при значении $-H_c$ этого поля, носящем название коэрцитивной силы. Обратное поле может быть увеличено до значения $-H_s$, при этом намагниченность вновь достигает насыщения. При последующем изменении поля от $-H_s$ до $+H_s$ гистерезисная кривая замкнет максимальный гистерезисный цикл, или петлю гистерезиса. Итак, главными характеристиками этой петли являются намагниченность насыщения I_s , остаточная намагниченность насыщения I_{rs} и коэрцитивная сила максимального цикла H_c . Если внешнее поле не достигает значений $\pm H_s$, то и намагниченность не достигает насыщения. Но гистерезис при этом наблюдается; соответствующий цикл называется частным, и его характеристиками служат величины I' , H' , I_r' и H_c (рис. 3, б).

Заметим, что применительно к горным породам при рассмотрении максимального гистерезисного цикла речь должна идти об очень сильных полях — порядка сотен, тысяч, а иногда и десятков тысяч эрстед. Геомагнитное поле при этом составляет ничтожно малую долю коэрцитивной силы или поля насыщения. Если намагниченность каких-либо горных пород в геомагнитном поле совпадает, это ни в коей мере не может говорить об одинаковых магнитных свойствах содержащегося в них ферромагнетика. Гистерезисные циклы при таком совпадении могут иметь совершенно различный характер и определять различные значения H_{cs} , I_{rs} и других параметров.

Рассмотренная здесь зависимость (см. рис. 3) предполагает постоянство условий, в которых проводится намагничивание ферромагнетика. Но надо иметь в виду, что намагниченность, возникающая под действием некоторого поля H , является в общем случае функцией температуры, зависит от приложенных к ферромагнетику механических нагрузок, а также от времени действия поля H . Для нас особенно важно, что эти дополнительные факторы оказывают тем большее влияние на величину I и особенно I_r , чем слабее поле H по сравнению с H_s . Иными словами, если значение I_r , обусловленное действием поля $H \approx H_s$, практически не зависит от дополнительного «немагнитного» влияния на ферромагнетик, то при $H \ll H_s$ оно может

Рис. 4. Гистерезисные циклы однодоменного зерна в направлениях легкой (а) и трудной (б) осей намагничивания и по произвольному направлению (в) в образце, содержащем множество хаотически ориентированных однодоменных зерен.

возрасти в результате некоторого воздействия в сотни и даже тысячи раз.

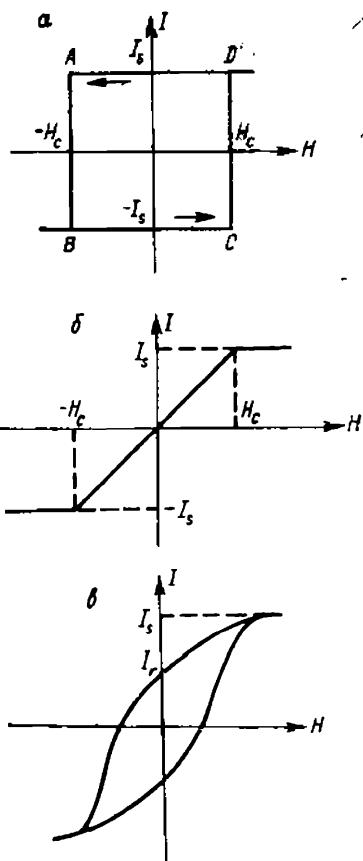
Наклон начального участка основной кривой намагничивания характеризует начальную магнитную восприимчивость χ_0 :

$$\chi_0 = (dI/dH)_{H=0}.$$

Определяемая в ряде геофизических исследований полная магнитная восприимчивость горных пород в слабом геомагнитном поле с достаточной степенью приближения может рассматриваться как начальная.

Точные исследования показали, что основная кривая намагничивания не является абсолютно плавной; она состоит из малых прямоугольных участков, т. е. намагничивание ферромагнетика происходит скачкообразно (скачки Баркгаузена). Это служит одним из подтверждений реальности существования областей спонтанной намагниченности — доменов. В самом деле, рассмотрим гистерезисный цикл для малой частицы, состоящей из одного домена (рис. 4). Понятно, что в отсутствие поля эта частица уже намагнечена до насыщения. На диаграмме ее состояние отобразится точкой I_s (рис. 4, а). Как бы мы ни увеличивали внешнее (положительное, т. е. по направлению I_s) поле, магнитный момент частицы не изменится, так как атомные магнитные моменты уже ориентированы в этом направлении.

Под действием обратно направленного поля H_c (которое в данном случае, для отдельной частицы, лучше назвать критическим полем, а не коэрцитивной силой) произойдет перемагничивание домена как целого: будучи связаны обменным взаимодействием, все атомные магнитные моменты одновременно изменят свою ориентировку на 180° . Это скачкообраз-



ное изменение намагнченности соответствует переходу AB от значения $+I_s$ до значения $-I_s$. Для перемагничивания домена в первоначальное направление теперь снова необходимо приложить внешнее поле $+H_c$ (переход CD). Таким образом, гистерезисный цикл однодоменного зерна, снятый в направлении легкой оси, является прямоугольным и симметричным и характеризует неосуществимость состояния $I=0$.

Представим себе теперь множество подобных частиц с параллельными осями и намагнченностью I_s , равномерно распределенной по положительному и отрицательному направлениям этих осей, т. е. в совокупности частицы не обладают остаточной намагнченностью. Если при этом частицы имеют разные критические поля, то процесс намагничивания всей совокупности будет заключаться в последовательном перевороте на 180° намагнченности I_s тех частиц, значений H_c которых достигло внешнее поле H , т. е. намагничивание будет совершаться в виде последовательных скачков.

В случае, когда внешнее поле направлено перпендикулярно к оси легкого намагничивания однодоменного зерна, т. е. по одной из трудных осей (в отсутствие поля проекция I_s на трудную ось равна нулю), с увеличением поля магнитный момент зерна будет приближаться к направлению поля. Этот процесс (рис. 4, б) достигает насыщения, но намагнченность по трудной оси будет обратима относительно H и в отсутствие поля вновь станет равной нулю (гистерезисной петли нет).

Для совокупности частиц с хаотически распределенными легкими осями все направления намагничивания эквивалентны и процесс будет соответствовать гистерезисному циклу, изображенному на рис. 4, в. Расчет показывает, что остаточная намагнченность насыщения совокупности однодоменных одноосных частиц должна равняться половине намагнченности насыщения: $I_r = 0,5I_s$.

Однодоменные ферромагнитные зерна весьма распространены в горных породах, особенно гематитсодержащих. Критический размер (диаметр) D_0 однодоменного зерна, выше которого оно становится двух- или многодоменным, определяемый из энергетических соображений, обратно пропорционален квадрату намагнченности насыщения:

$$D_0 = 9w/(2\pi I_s^2), \quad (1.4)$$

где w — поверхностная плотность энергии доменной границы.

Такая зависимость D_0 от I_s означает, что однодоменные зерна сильномагнитных веществ по своим размерам меньше, чем вещества слабомагнитных. Например, при увеличении зерна гематита до 100—200 мкм оно еще может быть однодоменным, тогда как в зернах магнетита однодоменность нарушается при достижении ими размеров порядка нескольких сотых долей микрометра [Власов А. Я. и др., 1969 г.].

Установление однодоменного состояния определяется и другими факторами, например формой зерна. Вытянутой формы частицы магнетита длиной 1 мкм могут быть однодоменными, если радиус их сечения в 6–8 раз меньше длины [26].

Когда ферромагнитный кристалл состоит из многих доменов, то эти домены разделены граничными слоями, в которых ориентация магнитных моментов постепенно переходит от направления I_s одного домена к направлению I_r , соседнего домена. Важно, что в этом случае процесс намагничивания может осуществляться уже не только путем вращения намагниченности доменов как целого, но и в результате смещения границ между доменами. Вследствие такого смещения увеличивается объем того домена (следовательно, и его магнитный момент VI_s), намагниченность I_s , которого направлена по внешнему полю, за счет домена с противоположной ориентацией I_r . Вообще говоря, доменная граница перемещается тоже скачкообразно, так как при этом перемещении она попадает из одного положения минимума энергии в другое, а распределение этих минимумов в реальном кристалле дискретное.

Чрезвычайно важно иметь в виду возможность «самопроизвольного» исчезновения остаточной намагниченности со временем. Рассмотрим это на примере совокупности однодоменных частиц. Приобретая под действием внешнего поля некоторую остаточную намагниченность как результат преимущественной ориентации магнитных моментов частиц, совокупность этих частиц будет стремиться к исходному равновесному состоянию хаотического распределения моментов, чему способствуют флюктуации энергии теплового движения. Энергетический барьер на пути спонтанного поворота намагниченности определяется необходимостью перехода через направление трудной оси, т. е. энергией магнитной анизотропии частицы.

Не обсуждая механизм преобразования тепловой энергии во вращательную энергию магнитного момента, отметим, что время релаксации τ процесса (т. е. время после образования намагниченности I_r , в течение которого она самопроизвольно уменьшается в e раз) экспоненциально зависит от отношения объема частицы к температуре, т. е. для данной температуры намагниченность очень быстро убывает с уменьшением размеров частиц. Значит, в принципе возможно существование ферромагнитных частиц и такого размера, при котором значение τ будет меньше времени, затрачиваемого на измерение намагниченности. В результате этого один из основных признаков ферромагнетизма — образование I_r — окажется неустановимым.

Это явление носит название суперпарамагнетизма. Суперпарамагнитные частицы, с одной стороны, являются ферромагнитными, так как между их атомными магнитными моментами устанавливается взаимодействие, определяющее параллель-

ность этих моментов, но с другой — они обусловливают лишь парамагнетизм вещества, так как гистерезис отсутствует.

Расчет, проведенный Т. Нагатой [26], показывает, что при $T = 30^\circ\text{C}$ сферическое зерно магнетита радиусом 0,03 мкм имеет время релаксации 10^8 с; зерно радиусом 0,026 мкм — меньше 0,1 с. Столь же малое τ соответствует частице радиусом 0,033 мкм при $T = 330^\circ\text{C}$, хотя при нормальной температуре такая частица может характеризоваться как вполне «стабильная» ($\tau = 10^7$ с).

Большой интерес представляют малодоменные или псевдооднодоменные зерна. Они играют главную роль в образовании стабильной термоостаточной намагниченности горных пород. Для размагниченного состояния зерна в целом, например в случае его «двухдоменности», необходимо, чтобы граница между доменами с противоположной ориентацией J_z находилась на равном удалении от обоих параллельных этой границе краев зерна. Вероятность того, что именно в этом положении граница будет иметь и минимум энергии, в малом зерне весьма мала. Поэтому в отсутствие поля такое зерно, подобно однодоменному, всегда будет иметь некоторый магнитный момент, который, конечно, может изменить свою полярность при перемещении границы из одного стабильного положения в другое.

Таким образом, существует достаточно широкий диапазон размеров частиц, в котором их магнитные характеристики имеют значения, промежуточные между присущими одно- и многодоменным частицам. Для магнетита область псевдооднодоменности простирается от 0,1—0,2 до 10—20 мкм.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГНЕТИЗМЕ ГЛАВНЫХ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

До недавнего времени минералы, с которыми связывались явления магнетизма горных пород, назывались ферромагнитными. Однако мы видели, что вещества, обладающие магнитным упорядочением, можно разбить на четыре класса: ферромагнитные, антиферромагнитные, ферримагнитные, антиферромагнитные с неполностью скомпенсированным магнитным моментом (последний класс для краткости удобнее называть слабоферромагнитным). Таким образом, название «ферромагнитный» теряет определенность: непонятно, идет ли речь в целом о минералах с магнитным упорядочением или только о ферромагнитном классе этих минералов, т. е. с упорядочением определенного вида. Поэтому в качестве объединяющего все четыре класса термина следует, вероятно, применять название «магнитные минералы» (как это сделано в работе [23]). При этом сохраняется и достаточно четкое их отделение от диамагнитных.

Наиболее типичными и распространенными магнитными минералами являются, как известно, окиси железа: магнетит,

титаномагнетит, магнетит, ильменит, гематит — и их твердые растворы, а также пирротин. В магнетизме осадочных пород большую роль играют гётит, лепидокрокит, гидрогетит и тидрогематит. Изучение магнитных и химических свойств тройной системы $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$, включающей в себя все перечисленные окисные минералы, показало возможность существования трех основных серий твердых растворов:

- 1) титаномагнетитовой $\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ (шпинельная структура кристаллической решетки);
- 2) ильменит-гематитовой $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{FeTiO}_3$ (ромбоэдрическая структура);
- 3) псевдобрукитовой $\text{Fe}_2\text{TiO}_5-\text{FeTi}_2\text{O}_5$ (орторомбическая структура).

Псевдобрукитовая серия при температуре выше температуры жидкого кислорода (-183°C) является парамагнитной, и мы ее рассматривать не будем.

Минералы титаномагнетитовой серии — это наиболее важные носители магнетизма горных пород как по распространенности, так и по высокой намагниченности насыщения. Для крайнего члена серии — магнетита (ферромагнетик) — намагниченность $I_s=480$ СГС, что определяет и значительную начальную магнитную восприимчивость, достигающую 2 СГС (значение χ_0 различных минералов изменяется не пропорционально I_s ; соотношение этих величин зависит от типа магнитной и кристаллической структуры). Намагниченность I_s приблизительно линейно уменьшается с увеличением содержания ульвошпинели, которая при комнатной температуре парамагнитна. Эта же закономерность свойственна восприимчивости χ_0 титаномагнетитов.

Образование твердых растворов в природных условиях регулируется температурой, и при некоторых соотношениях Fe_3O_4 и Fe_2TiO_4 этот процесс возможен только при $T>500\div 600^{\circ}\text{C}$. Поэтому титаномагнетиты промежуточного состава (приблизительно от 10 до 60 мол. % Fe_2TiO_4) при нормальной температуре являются метастабильным, т. е. постепенно распадаются на две шпинельные фазы с более высоким и более низким содержаниями ульвошпинели, с большими и меньшими значениями I_s и χ_0 . Этим, очевидно, объясняется тот факт, что природные титаномагнетиты не обнаруживают уменьшения χ_0 по сравнению с магнетитом более чем в 4—6 раз.

Подобные оценки лишь немного отличаются у разных авторов. По Т. Нагате [26], начальная восприимчивость природных титансодержащих магнетитов колеблется от 0,05 до 0,5 СГС. Экстраполяция статистической зависимости $\chi=\chi(C)$ интрузивных пород на содержание титаномагнетита $C=100\%$ приводит практически к тому же интервалу (0,08—0,5 СГС [35]), даже если принять, что весь разброс значений χ обусловлен только вариациями состава ферромагнетика.

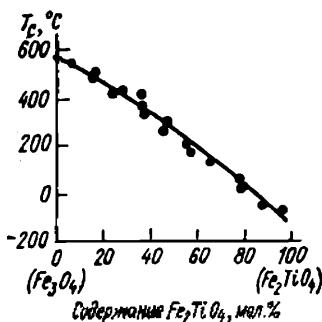


Рис. 5. Зависимость температуры Кюри от химического состава серии твердого раствора магнетит—ульвошпинель [26].

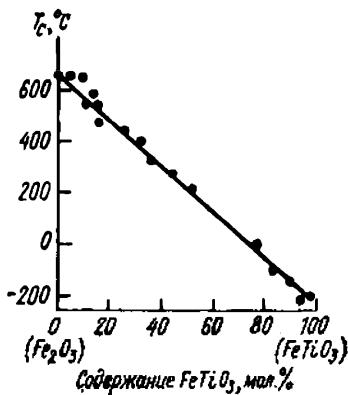


Рис. 6. Зависимость температуры Кюри от химического состава синтезированной серии твердого раствора ильменит—гематит [26].

Точка Кюри химически чистого стехиометрического магнетита равна $578^\circ C$, однако в природных условиях такой магнетит практически не встречается. Суммарное влияние малых примесей обычно понижает его температуру Кюри на 10—15 $^\circ C$. Промежуточные члены титаномагнетитового ряда могут быть выражены общей формулой $xFe_2TiO_4 \cdot (1-x)Fe_3O_4$, где $0 \leq x \leq 1$. С увеличением x , т. е. содержания ульвошпинели, температура T_c уменьшается от $578^\circ C$ при $x=0$ до комнатной при $x=0,8$ и ниже при дальнейшем увеличении x (рис. 5). Температура Кюри ульвошпинелей получена здесь путем экстраполяции.

В результате низкотемпературного окисления возможен переход магнетита в маггемит γFe_2O_3 , который благодаря той же кристаллической структуре может образовывать твердые растворы с магнетитом. По параметрам I_s и χ_0 маггемит лишь незначительно отличается от магнетита.

Химический состав природных ферромагнетиков, содержащих титан и имеющих шпинельную структуру, не всегда согласуется с «линией» перехода Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 , отклоняясь в сторону состава ильменит-гематитовой серии твердых растворов. Минералы с высокой степенью этого отклонения получили название титаномаггемитов (или катион-дефицитных титаномагнетитов). При окислении титаномагнетита повышается его температура Кюри. В условиях высокой температуры маггемит не обратимо переходит в гематит αFe_2O_3 . Температура этого перехода может быть весьма различной в зависимости от условий образования маггемита и испытываемого им гидростатического давления.

Минералы ильменит-гематитовой серии твердых растворов обладают существенно меньшими значениями χ_0 , и особенно χ_0 . Начальная магнитная восприимчивость гематита — одного из крайних членов серии — составляет 10^{-4} СГС, т. е. в среднем в 10^4 раз меньше, чем у магнетита (важно при этом, что она близка к свойственной парамагнитным минералам). Ильменит — другой крайний член — при нормальной температуре парамагнетен. Точка T_C гематита равна 675°C . Общая формула минералов ильменит-гематитовой серии может быть записана в виде $x\text{FeTiO}_3 \cdot (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$. Изменение температуры Кюри в зависимости от x происходит линейно (рис. 6).

Возможность образования твердых растворов ильменита и гематита, так же как и в случае титаномагнетитов, зависит от температуры, и многие из этих растворов в условиях земной поверхности неустойчивы. Кроме того, твердые растворы, обнаружающие ферримагнетизм при комнатной температуре, т. е. оказывающие влияние на магнитные свойства горных пород, ограничены по содержанию ильменита пределами от 50 до 80 мол. %, в связи с чем их распространность гораздо меньше, чем ферримагнитных минералов шпинельной группы. Начальная магнитная восприимчивость некоторых гемоильменитов (ильменит-гематитов) может на порядок и больше превышать значение χ_0 гематита.

Магнитные свойства пирротинов FeS_{1+x} меняются в зависимости от состава. Основной вклад в магнетизм пород вносят ферримагнитные пирротины ($0,11 < x < 0,17$), значение χ_0 которых достигает 10^{-2} СГС [26].

Определенное значение в магнетизме горных пород имеют и другие серии твердых растворов, например магнетит — магнезиоферрит MgFe_2O_4 , магнетит — якобсит MnFe_2O_4 , хромшпинелиды, возникающие вследствие изоморфизма. Зависимость «состав — температура Кюри» для этих изоморфных рядов была изучена на природных образцах [Барсанов Г. П. и др., 1965 г.]. Замещение ионов железа в магнетите и гематите ионами других металлов (Mn , Mg , Al и др.) также приводит к понижению точки Кюри [26].

В работе [47] теоретически рассмотрен вопрос о зависимости точки Кюри от типа изоморфных замещений. В частности, изучены шпинельные системы, содержащие Fe^{3+} — Fe^{2+} , Fe^{3+} — Co^{2+} , Fe^{3+} — Ni^{2+} . Получено общее выражение для точки Кюри шпинелей, которые содержат два типа ионов, обладающих магнитным моментом. Теоретические результаты хорошо согласуются с экспериментальными.

В заключение этого краткого обзора заметим, что мы не раз еще будем возвращаться к свойствам минералов титаномагнетитовой серии. Они, с одной стороны, являются наиболее распространенными магнитными минералами (особенно в магнитических породах), с другой — подвержены различного рода

превращениям как в процессе своего образования, так и в течение всего дальнейшего существования. На стадии их формирования только достаточно быстрое охлаждение приводит к сохранности первичного титаномагнетита.

При медленном охлаждении возможны следующие процессы [23]: 1) распад твердого раствора титаномагнетита; 2) высокотемпературное окисление; 3) низкотемпературное окисление, приводящее к образованию катион-дефицитных титаномагнетитов, которые в свою очередь могут испытывать дальнейшие превращения. Преобладание того или иного из этих процессов определяется степенью соответствия фактического парциального давления кислорода равновесному для данного состава титаномагнетита. В общем случае эти процессы могут привести к возникновению сложных, трудно диагностируемых ассоциаций минералов, для исследования которых необходим комплекс магнитных и немагнитных методов (см. гл. 3).

МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Горные породы представляют собой «материалы», магнитные свойства которых обусловлены рассеянными в них, чаще всего не связанными друг с другом зернами магнитных (ферромагнитных) минералов. Эти зерна могут быть очень различными по размерам, форме и механическим свойствам, а в ряде случаев — и по химическому составу. Это определяет большую сложность горных пород, рассматриваемых в качестве магнитных материалов. Существенным является и тот факт, что магнитное состояние горных пород в природных условиях связано с воздействием весьма слабого постоянного поля, в среднем по крайней мере на два порядка меньше коэрцитивной силы.

Это обуславливает ту колоссальную роль, которую играют в процессах намагничивания горных пород сопутствующие данному процессу внешние факторы: температура, время, давление, переменное поле. Совершенно особое значение имеет при этом время, поскольку речь идет о его геологических масштабах. Все это приводит к тому, что многие явления ферромагнетизма предстают в магнетизме горных пород в новом, неожиданном освещении, что также затрудняет интерпретацию магнитных свойств горных пород на основе строгой физической теории магнетизма.

Дополнительные трудности связаны с принципиальными различиями задач использования магнетизма горных пород и магнетизма промышленных ферромагнетиков. Так, многие из практических приложений учения о магнетизме горных пород бази-

руются, по существу, на давно известном состоянии данного ферромагнетика, определяемом технологией его изготовления и магнитной предысторией, т. е. испытанными им внешними воздействиями. Но если в ферромагнетизме исследуются главным образом некоторые магнитные состояния как результат технологии и внешних воздействий, то задачи, решаемые на основе магнетизма горных пород, являются преимущественно обратными: изучение магнитного состояния должно дать ответ на вопрос о характере обусловивших его причин. Решение обратной задачи, как известно, очень остро ставит вопрос об однозначности результата. Исследование этой однозначности также надо отнести к специфике использования явлений магнетизма горных пород.

В силу высказанных соображений сколько-нибудь подробное изложение теории магнетизма горных пород в данном пособии было бы нецелесообразным. Основные явления магнетизма горных пород мы рассмотрим лишь на основе формальной модели ферромагнитной горной породы, разработка и обоснование которой были приведены в работе [3]. Несмотря на схематизацию физической реальности, указанная модель благодаря своей наглядности часто оказывается вполне достаточной для практических целей и в некоторых отношениях обладает преимуществами перед строгой теорией. Она позволяет, в частности, рассмотреть многообразные процессы намагничивания с единой позиции, определяя для большинства из них количественные соотношения, которые удовлетворяют эксперименту.

При необходимости более глубокая физическая сущность магнитных явлений вообще и в природных ферромагнетиках в частности может быть освоена с помощью специальной литературы, прежде всего работ С. В. Вонсовского и Я. С. Шура [7], Т. Нагаты [26], Ф. Стейси и С. Бенерджи [46].

МАГНИТНЫЕ СОСТОЯНИЯ И ВИДЫ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Если ферромагнитный образец не обладает остаточной намагниченностью, это означает, что расположение в нем областей спонтанного намагничивания (доменов) приводит к компенсации их магнитных моментов в целом. Такое состояние образца называется размагниченным. Существуют два основных способа размагничивания ферромагнетика (любое размагничивание совершается в отсутствие постоянного магнитного поля): помещение его в переменное магнитное поле, плавно убывающее от значения H_s до нуля, или нагревание до температуры $T \geq T_c$ (с последующим охлаждением). Внешних различий между размагниченными состояниями, полученными этими двумя способами, нет. Однако определение их как просто размагниченных оказывается недостаточным: первое называ-

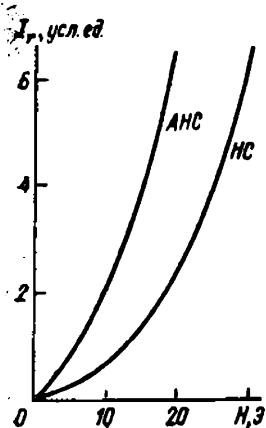


Рис. 7. Кривые первоначального остаточного намагничивания образца базальта при исходных нулевом и абсолютном нулевом состояниях.

ется нулевым состоянием (НС), второе — абсолютным нулевым состоянием (АНС).

Кажется очевидным, что компенсация магнитных моментов доменов при очень большом их числе может быть достигнута при весьма разнообразной их конфигурации (что и доказывается прямыми наблюдениями). Однако, как показывает опыт, конкретный вид распределения доменов при одном и том же способе размагничивания не влияет на кривую намагничивания. Так, если распределение доменов задается действием переменного поля h , кривая намагничивания полностью воспроизводима и это означает, что каждый раз после наложения поля h ферромагнетик оказывается во вполне статистически определенном состоянии. Однако если осуществлялось температурное размагничивание, кривая намагничивания, хотя и по-прежнему воспроизводима, получается иной, чем при исходном НС, что служит признаком иного исходного магнитного состояния.

Причина этого заключается в том, что основное влияние на многие магнитные свойства оказывает не само распределение доменов, а устойчивость этого распределения, стабильность положений доменных границ, из которых они должны быть выведены в процессе намагничивания образца. Важно при этом, что доменные границы в исходном размагнченном состоянии ферромагнетика могут занимать не самые устойчивые из возможных положений и изменять их на более стабильные лишь в процессе перемагничивания по петле гистерезиса. В этом случае размагнченное состояние можно назвать метастабильным. Высокой степенью метастабильности характеризуется, как правило, АНС горных пород.

На рис. 7 приведена зависимость остаточной намагнченности, возникающей под действием постоянного поля H , от напряженности этого поля (кривая остаточного намагничивания) для образца магнетитсодержащей изверженной горной породы. Кривые иллюстрируют процесс первоначального намагничивания, при котором образец подвергается однократному действию поля H при каждом последовательно возрастающем его значении. Как видно из рисунка, смещение доменных границ из их исходных равновесных положений в АНС оказывается существенно легче, чем из положений, занимаемых ими в НС. Однако если при каждом значении H перед тем как проводить измерение намагнченности I_r , соответствующей зна-

чению $+H$, неоднократно изменять направление действия поля (коммутационное намагничивание), кривая из АНС совпадает с кривой из НС и различия между этими состояниями исчезают (в пренебрежении явлениями аккомодации и текстурирования, которые могут сопровождать действие переменного поля, что будет рассмотрено ниже).

Процессы, происходящие при коммутации, приводят к стабильности гистерезисного цикла, к его установлению. Если значение остаточной намагнченности при первоначальном намагничивании обозначить I_{r0} , а получаемое при многократной коммутации поля — I_{rk} , то мерой установления гистерезисного цикла может служить величина

$$m = (I_{r0} - I_{rk})/I_{rk}.$$

Для АНС эта величина в области малых относительно коэрцитивной силы H_c полей может достигать нескольких единиц, для НС она обычно составляет около 0,01, но может быть и значительно больше.

Полностью размагниченные состояния НС и АНС получаются при максимальной интенсивности размагничающих воздействий ($h \geq h_s$; $T > T_c$). Это позволяет уничтожить следы предшествующих магнитных влияний на ферромагнетик. Однако легко себе представить возможность и более сложных размагниченных состояний. Если, например, ферромагнетик, находящийся в НС, подвергнуть нагреванию до температуры $T < T_c$, а затем охладить, то он приобретет так называемое «парциальное» АНС, которое будет характеризоваться промежуточным ходом кривой намагничивания на некотором участке изменений H , диапазон которых зависит от T . Понятно, что сложные состояния очень многообразны.

Размагниченные состояния могут изменяться (стабилизироваться) с течением времени. На рис. 8 мы приводим серию кривых остаточного намагничивания, которые различаются лишь временем t , прошедшим с момента действия на образец переменного поля (образования НС) до начала процесса намагничивания. Из рисунка видно, что с ростом t этот процесс затрудняется, положение доменных границ стабилизируется, происходит так называемая дезаккомодация. Это проявление магнитного последействия, связанное с диффузионными процессами в ферромагнетике, сказывается на поведении во времени и ряда других магнитных характеристик, например χ .

Все кривые на рис. 8 воспроизводимы, т. е. действие переменного поля ведет к обратному явлению (аккомодации), восстанавливая начальное (при малом t) состояние ферромагнетика. Дезаккомодация обнаруживается для НС; по отношению к коммутационному намагничиванию при исходном АНС она отсутствует, т. е. АНС является полностью «дезаккомодированным» состоянием, что не противоречит его метастабильности.

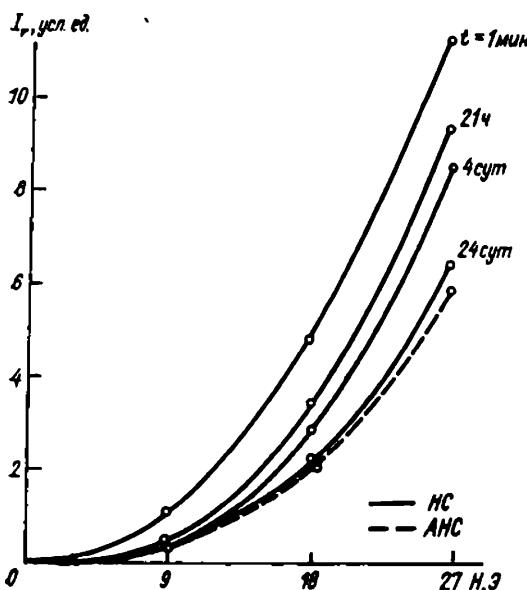


Рис. 8. Изменения коммутационной кривой остаточного намагничивания образца магнетита при исходном нулевом состоянии в зависимости от продолжительности t дезакомодации.

В образцах, где указанные процессы сильно выражены, коммутационная кривая из ANC расположена ниже кривой из HC, если это нулевое состояние предварительно не былодержано в течение длительного времени.

Обратимся теперь к намагниченным состояниям ферромагнетика. Процессы намагничивания также очень многообразны, но вполне понятно, что любой из них может быть осуществлен только в присутствии постоянного магнитного поля. При данном же значении постоянного поля намагченность является функцией таких факторов, как время, температура, механические напряжения, переменное магнитное поле и химические превращения.

Намагничивание при постоянной температуре и кратковременном (примерно 1 с) воздействии постоянного поля в отсутствие каких-либо дополнительных влияний носит название нормального, а возникающая в этом случае остаточная намагченность — нормальной остаточной намагченности I_r . Величина I_r является минимальной возможной для данного значения постоянного поля. Любое из указанных выше дополнительных воздействий приводит к увеличению намагченности.

Если в качестве дополнительного воздействия выступает время, т. е. наблюдается рост I_r с увеличением времени выдержки образца в данном поле, то этот процесс носит название вязкого намагничивания, а возникающая дополнительная намагченность I_{rv} — вязкой.

Процесс термонамагничивания осуществляется в том случае, если, находясь в постоянном поле, ферромагнетик остывает от некоторой температуры T_2 до T_1 . Если T_1 — комнатная температура, а $T_2 > T_C$, термоостаточная намагниченность I_{rt} будет максимальной (полной I_{rt}). Если постоянное поле действует не все время, в течение которого ферромагнетик охлаждается, или это охлаждение идет от более низкой температуры, чем точка Кюри, то возникающая намагниченность $I_{rpt} < I_{rt}$ носит название парциальной термоостаточной.

При химическом намагничивании в качестве «дополнительного» фактора выступает длительный процесс перехода вещества из парамагнитного в ферромагнитное состояние в результате химических реакций, роста кристаллов ферромагнетика и т. п. Возникающая химическая остаточная намагниченность обозначается I_{rc} .

Под действием тех или иных механических нагрузок в данном постоянном поле возникает намагниченность I_{rp} , называемая пьезоостаточной или динамической (при ударных воздействиях).

Наконец, идеальное намагничивание осуществляется воздействием на образец, находящийся в постоянном поле, переменного магнитного поля с убывающей от некоторого значения до нуля амплитудой. Полной идеальной намагниченность I_{ri} будет при $h \geq h_s$. Парциальной она может быть названа в случае, если максимальная амплитуда поля $h < h_s$ или постоянное поле отключается до того, как h достигло нуля.

Любой вид остаточной намагниченности может рассматриваться как сумма нормальной остаточной намагниченности I_r и намагниченности I_{rx} , обусловленной дополнительным воздействием. В практике исследований магнетизма горных пород при изучении различных видов остаточной намагниченности, как правило, можно пренебречь их «нормальной» частью по сравнению с величиной I_{rx} . Но важно иметь в виду, что и сверх нормальной в одном ферромагнитном образце могут быть последовательно образованы и одновременно содержаться разные виды остаточной намагниченности, например химическая и вязкая, термоостаточная и динамическая.

Разные виды намагниченности в разной степени подвержены разрушению при одном и том же способе размагничивания. Устойчивость намагниченности, ее способность сохранять свое значение при различных физических воздействиях носит название магнитной стабильности. Тот факт, что разные виды намагниченности обладают различной магнитной стабильностью, является очень существенным как с теоретической, так и с практической точки зрения.

Все сказанное относится и к естественной остаточной намагниченности горных пород I_n . Основные представления об ее формировании сводятся к следующему.

Изверженные горные породы при охлаждении в магнитном поле Земли H_t от температуры, превышающей температуру Кюри, приобретают термоостаточную намагниченность, которая, как правило, в несколько раз больше индуцированной в том же поле. Отношение $Q_{rt} = I_{rt}/(xH_t)$ иногда достигает 100 и более, изменяясь в среднем от 5 до 20. Остаточная намагниченность осадочных пород образуется в процессе осаждения частиц ферромагнитного минерала в результате статистического выравнивания их магнитных моментов по направлению действующего геомагнитного поля.

Приобретаемую в процессе образования горной породы термоостаточную или ориентационную намагниченность называют начальной намагниченностью породы. На протяжении миллионов лет существования горных пород эта намагниченность в значительной степени разрушается под действием разнообразных внешних факторов. К моменту исследования горные породы обладают лишь некоторой частью начальной намагниченности; эта часть носит название первичной намагниченности и обозначается I_p^0 . Но в течение геологической истории пород происходит не только разрушение их начальной намагниченности, но и образование новых видов намагниченности, что связано с различными физическими и химическими процессами, протекающими в породах и во внешней среде в присутствии геомагнитного поля. Прежде всего, это формирование вязкой намагниченности, не требующее никаких иных условий, кроме длительного действия постоянного магнитного поля, и являющееся поэтому неизбежным для всех горных пород, содержащих магнитные минералы.

Важным фактором геологической истории пород являются химические изменения ферромагнитных минералов. Происходящие в земном магнитном поле, они могут привести к образованию химической намагниченности. (Кстати говоря, химическая намагниченность в ряде случаев может быть отнесена к разряду начальной, когда время интенсивных химических превращений в породах не сильно отличается от времени их образования; это справедливо, например, для красноцветных песчаников, низкотемпературных залежей гематита и др.) На протяжении своего существования многие горные породы подвергаются воздействию магнитных полей, сопровождающих атмосферные электрические явления. Разряд молнии может привести к возникновению в породах нормальной, идеальной и даже термоостаточной (вследствие разогрева пород при прохождении по ним электрического тока) намагниченостей. Сжатия, растяжения и другие механические нагрузки, которыми сопровождаются тектонические процессы, обусловливают пьезостаточную намагниченность.

Остаточные намагниченности всех видов, которые возникают в различные периоды геологической истории пород, отда-

денные от времени их образования, носят общее название вторичной намагниченности. Наблюдаемая в настоящее время намагниченность I_n является векторной суммой первичной и вторичной намагниченностей, которые могут сильно различаться по направлению. Понятно, что эти намагниченности могут быть весьма различными по своим свойствам (например, термоостаточная и нормальная), но могут обнаруживать и большое сходство. Этот вопрос является едва ли не самым существенным в практике лабораторных палеомагнитных исследований, одна из задач которых состоит в выделении первичной, синхронной породе компоненты I_n .

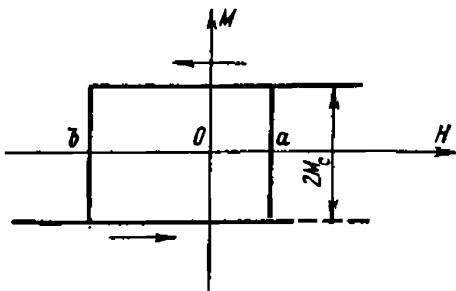
В числе этих исследований важное место занимает так называемая «магнитная чистка», которая заключается в применении некоторого размагничивающего воздействия к образцу, обладающему намагниченностью, состоящей из нескольких (чаще всего двух) компонент. Постепенное увеличение интенсивности этого воздействия (температуры, переменного магнитного поля и др.) приводит к последовательному разрушению компонент намагниченности с возрастающей их стабильностью. Выделение первичной компоненты базируется на предположении о ее наибольшей стабильности, что не всегда справедливо [Шолло Л. Е., Яновский Б. М., 1968 г.].

ДИАГРАММА ПРЕИЗАХА—НЕЕЛЯ И КОЭРЦИТИВНЫЕ СПЕКТРЫ

Диаграмма Прейзаха широко и плодотворно используется при анализе явлений магнетизма в разных областях науки и техники, в частности в теории и практике магнитной записи, при анализе магнитных полей судов и др. Применительно к горным породам этот вопрос рассмотрен в работе [3], авторы которой распространяли модельные представления Прейзаха—Нееля на случай сферически-равномерного распределения магнитно-одноосных кристаллитов ферромагнетика, дополнив эти представления понятием о коэрцитивном спектре и учли процессы, связанные с тепловыми флюктуациями.

Исходным при построении диаграммы является утверждение о том, что в слабых полях процесс намагничивания может рассматриваться как ориентация магнитных моментов совокупности фиктивных невзаимодействующих однодоменных частиц. Каждая из этих частиц характеризуется двумя критическими полями a и b , достижение которых соответственно при возрастаании или уменьшении намагничивающего поля приводит к скачкообразному изменению направления магнитного момента M_c частицы на 180° (рис. 9). Магнитное состояние образца (наличие или отсутствие намагниченности, ее устойчивость и пр.) будет определяться как соотношением между общим числом частиц с условным положительным магнитным

Рис. 9. Прямоугольный гистерезисный цикл (элемент диаграммы Прейзаха—Нееля).



моментом $+M_c$ и числом частиц со значением $-M_c$, так и видом распределения частиц каждой полярности по значениям критического поля. Вид этого распределения и должен отражать специфику остаточной намагниченности. Здесь мы опускаем физические соображения, лежащие в основе этих утверждений; они рассмотрены в ряде работ [3, 26, 40]. Перейдем к самому способу графического отображения процессов намагничивания и размагничивания.

Представим себе прямоугольные координаты, a , b , в которых каждому элементарному участку площади соответствует некоторое число частиц $\Delta N_{a,b}$ с критическими полями в интервале значений от a до $a+\Delta a$ и от b до $b+\Delta b$, т. е. ферромагнитному образцу приписывается некоторое значение плотности фiktивных частиц $p(a, b) = \lim[\Delta N / (\Delta a \Delta b)]$. Остаточные эффекты намагничивания будут тогда отражаться в перераспределении по значениям M_c частиц, относящихся лишь к одному квадранту $a > 0$, $b < 0$ (рис. 10, А); лишь для этих частиц ориентация M_c в отсутствие поля зависит от магнитной предыстории.

Представим на этой диаграмме результат воздействия переменного магнитного поля с плавно убывающей до нуля амплитудой. Пока эта амплитуда очень велика, магнитный момент всех частиц принимает попаременно значения $+M_c$ и $-M_c$, следуя за направлением поля. Рассмотрим подсовокупность частиц $a > b$. Для этих частиц, как только переменное поле по амплитуде станет меньше a , периодическое изменение закона M_c будет невозможным, и при $h=0$ они сохранят значение $-M_c$. Для подсовокупности $a < b$ изменения направления магнитного момента прекращаются при $h < b$ и частицы далее сохраняют неизменным значение $+M_c$. Получаемое в результате магнитное состояние (НС) характеризуется симметричным распределением знака намагниченности частиц по значениям критических полей (рис. 10, Б). В этом смысле нулевое состояние является физически вполне определенным, легко воспроизводимым и служит основой для выявления особенностей других магнитных состояний.

Понятно, что действие постоянного поля приводит к перемагничиванию частиц, обладающих в исходном состоянии моментами $-M_c$ и критическими полями $a < h$. Состояние остаточного намагничивания в этом случае отображается диаграммой, показанной на рис. 10, В. Если мы допустим, что существует область значений a вблизи начала координат, в пределах которой плотность p может считаться постоянной, одинаковой для всех a и b , тогда остаточная намагниченность окажется пропорциональной площади и мы получим известный закон Рэлея — остаточная намагниченность пропорциональна квадрату намагничивающего поля.

Однако того же размера область в принципе может занимать и совершенно другое положение на диаграмме, т. е. частицы, нарушившие симметрию распределения магнитных фаз, характерную для размагниченного со-

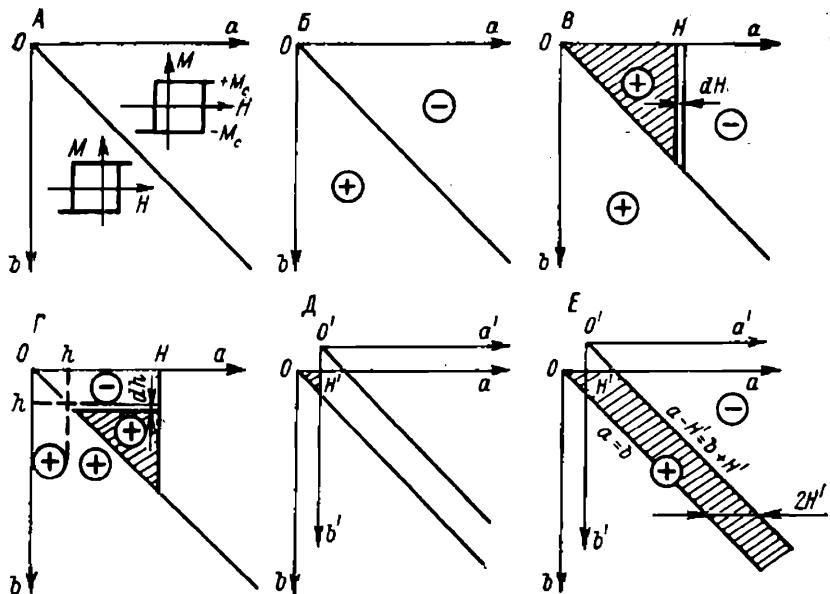


Рис. 10. Диаграмма Прейзаха—Нееля и магнитные состояния ферромагнетика.

А — общий вид гистерезисных циклов, соответствующих полуплоскостям диаграммы $a \times b$ при $a < |b|$; Б — нулевое состояние (НС); В — нормальная остаточная намагниченность I_r , возникающая из исходного НС под действием поля H ; Г — частичное разрушение намагниченности I_r переменным полем с начальной амплитудой $h < H$; Д — смещение диаграммы, учитывающее наложение на ферромагнитик постоянного поля H ; Е — образование идеальной намагниченности I_r , как нулевого состояния из смещенной диаграммы.

стояния, могут обладать и совершенно иным набором значений a и b , что будет определять и новые свойства остаточной намагниченности. (Магнитной фазой в ферромагнетизме называется совокупность доменов с одинаковой ориентацией магнитных моментов.)

Чтобы ответить на вопрос о том, каким образом можно установить характер распределения двух возможных ориентаций моментов M_c по критическим полям, необходимо рассмотреть понятие о коэрцитивном спектре. Обратимся вновь к рис. 10, В и найдем выражение для малого приращения dI_r , вызванного изменением намагничивающего поля на малую величину dH ,

$$dI_r = 2M_c p H dH / V,$$

где $H dH$ — площадь полосы диаграммы, соответствующая этому приращению в пренебрежении величиной $0.5(dH)^2$; V — объем образца.

Функция $dI_r/dH = f(H)$ называется коэрцитивным спектром (КС) нормального намагничивания. Если исходным является нулевое состояние образца, то эта функция имеет вид

$$dI_r/dH = 2M_c p H / V,$$

т. е. dI_r/dH линейно возрастает при увеличении H в пределах области Рэля (спектр НС). За пределами этой области плотность p начинает убывать: наклон кривой уменьшается, пока значение dI_r/dH не достигнет максимума в точке $H = H_{\max}$, после которого происходит спад кривой (для горных пород обычно очень медленный).

Мы видели, что кривая первоначального намагничивания из АНС располагается выше кривой из НС (см. рис. 7). Подобным образом различаются и козэрцитивные спектры этих состояний. Говоря в дальнейшем о различии спектров АНС и НС, мы будем иметь в виду именно процесс первоначального намагничивания.

Теперь представим себе результат действия на остаточно намагниченный образец переменного магнитного поля с амплитудой, плавно убывающей от некоторого значения H до нуля (рис. 10, Г). Очевидно, что намагниченность частиц, у которых $a < h$ или $b < h$, примет наиболее устойчивое направление, т. е. будет иметь значение $-M_c$, если $a > b$, и $+M_c$, если $a < b$. Определим малое уменьшение dI_r , обусловленное увеличением начальной амплитуды переменного поля от h до $h+dh$; имеем $dI_r = 2M_c p(H-h)dh/V$. Отсюда получим выражение для козэрцитивного спектра нормальной намагниченности (или КС размагничивания):

$$dI_r/dh = 2M_c p(H-h)/V.$$

Точно так же могут быть получены КС и других видов остаточной намагниченности при условии, что известны области диаграммы, которые им соответствуют.

Заметим, что наложение на предварительно размагниченный ферромагнетик постоянного поля H' изменяет критические поля частиц по отношению к дополнительным магнитным воздействиям. Новые значения критических полей a' , b' могут быть выражены через начальные: $a' = a - H'$; $b' = b + H'$. Это эквивалентно переносу начала координат диаграммы в точку O' (рис. 10, Д). Все последующие гистерезисные процессы (в присутствии H') должны рассматриваться в этой новой системе координат, а достигнутое состояние после включения поля — в основной системе.

Применим такой подход к случаю образования идеальной остаточной намагниченности. Поскольку действует убывающее переменное поле, мы вправе ожидать нулевое состояние ферромагнетика, рассматривая его в смещенных координатах диаграммы (рис. 10, Е). Выключив постоянное поле, т. е. вернувшись к исходным координатам, мы обнаружим, что значение $-M_c$ имеют все частицы, у которых $a - H' > b + H'$, а значение $+M_c$ относится к частицам с критическими полями, удовлетворяющим соотношение $a - H' < b + H'$. Таким образом, вся заштрихованная область между прямыми $a = b$ и $a - H' = b + H'$ соответствует частицам, положительный магнитный момент которых не скомпенсирован и составляет идеальную остаточную намагниченность. Легко видеть, что эта намагниченность значительно больше нормальной и ее значение кроме поля H' регулируется начальной амплитудой h .

Указанная область шириной $2H'$ называется областью перемагничивания. Она оказывается ответственной не только за идеальную, но и за другие виды остаточной намагниченности, возникающей при одновременном действии поля H' и дополнительного фактора (в том числе и немагнитной природы). Различие между видами намагниченности обусловлено главным образом протяженностью области перемагничивания по диагонали диаграммы и «плотностью» ее заполнения положительными моментами M_c . Так, для вязкой намагниченности эта плотность $p_v < p$, для термоостаточной $p_t > p$.

Легко видеть, что козэрцитивный спектр идеальной намагниченности I_r может быть выражен следующим образом:

$$dI_r/dh = 4M_c p H'/V,$$

т. е. скорость размагничивания постоянна, не зависит от h , пока $p = \text{const}$.

Для вязкой и термоостаточной намагниченности это выражение справедливо при замене p соответственно на p_v и p_t . Соотношение величин p_v и p может быть весьма различным. Чем больше p_v/p , тем больше магнитная вязкость. Для частиц, близких к суперпарамагнитным, $p_v \approx p$. Путем экспериментального изучения спектров АНС и на основании сопоставимости I_r с АНС в смещенных координатах диаграммы Прейзаха—Нееля можно найти, что $p_v = 2,7 p$; это соотношение удовлетворительно выполняется в лабораторных условиях.

Таким образом, многие виды остаточной намагниченности, в том числе и естественная, могут быть рассмотрены на диаграмме Прейзаха — Нееля с использованием представлений о КС. Это дает практически важные сведения о том, какая часть I_r обусловлена частицами с теми или иными значениями критических полей, т. е. вскрывает «структуру» остаточной намагниченности, определяемую условиями ее образования. Сопоставление спектров естественного магнитного состояния (КС нормального намагничивания или КС намагниченности I_n) со спектрами НС или I_r является одним из методов оценки условий, в которых это состояние было сформировано (см. гл. 4).

Возможность такой оценки базируется и на еще одной важной особенности намагниченного состояния, устанавливаемой с помощью диаграммы Прейзаха — Нееля. Поскольку ширина области перемагничивания равна $2H'$, легко понять, что любые процессы остаточного намагничивания в геомагнитном поле (в том числе идеального, вязкого и термонамагничивания) приводят к образованию очень узкой диагональной области избыточных значений $+M_c$. Площадь ее мала относительно площади всей диаграммы, измеряемой максимальными критическими полями в сотни эрстед. Реальным проявлением этого служит, например, тот факт, что возникшая в геомагнитном поле термоостаточная намагниченность может составлять только сотые доли I_n . Поскольку указанные намагниченные состояния могут рассматриваться в смещенных координатах диаграммы как размагниченные, постольку при малом значении этого смещения состояние образца в известном приближении может приниматься за размагниченное. При этом его характер определяется дополнительным воздействием, при котором образовалась намагниченность в слабом поле H' : идеальная намагниченность определяет НС, термоостаточная — АНС образца по отношению к действию полей, намного превышающих H' .

Коэрцитивные спектры нормального намагничивания при наличии I_r или I_n будут отличаться от спектров соответственно НС или АНС (как нетрудно установить по диаграмме) на постоянную величину $4M_{cr}H'/V$ (при I_r) или $4M_{cr}H'/V$ (при I_n), т. е. испытывают при малом H' лишь небольшое смещение, сохранив свой характер. Эти предсказания диаграммы Прейзаха — Нееля прекрасно подтверждаются экспериментами [3].

МАГНИТНАЯ ОДНООСНОСТЬ ФЕРРОМАГНИТНЫХ КРИСТАЛЛИТОВ

Спонтанная намагниченность доменов в отсутствие внешнего поля, как мы уже отмечали, всегда направлена по оси легкого намагничивания кристалла. Следовательно, кри-

сталл, в котором имеется всего одна легкая ось, может содер- жать лишь две главные магнитные фазы; вообще, число маг- нитных фаз равно удвоенному числу легких осей.

Рассматривая диаграмму Прейзаха—Нееля, мы предпола- гаем существование двух магнитных фаз, составляющих углы 0 и 180° с приложенным полем. В реальном же образце с хао- тическим распределением кристаллографических осей ферро- магнитных зерен присутствует «бесконечное» число магнитных фаз. Различая эти зерна по углам ϕ , которые они образуют с намагничивающим полем, приведенные выше результаты можно обобщить на случай сферически равномерного распре- деления магнитных фаз, для чего надо суммировать эффекты, создаваемые их подсовокупностями в пределах малых уг- лов $\Delta\phi$.

При этом следует иметь в виду, что в данной магнитной фазе, характеризуемой углом ϕ_0 , под действием поля H на- правление намагченности изменится лишь в тех доменах, критические поля которых меньше или равны $H \cos \phi_0$. Кроме того, определяя остаточную намагченность в направлении поля H , мы должны вместо величины M_c рассматривать для данной фазы опять-таки лишь проекцию этого вектора $M_c \cos \phi_0$. Подобные расчеты приводят к выражениям, которые отличаются от рассмотренных в предыдущем разделе только на постоянные множители [3], подтверждая тем самым их прак- тическую применимость.

Однако эти расчеты были бы невозможны в случае, когда сферически-равномерное распределение магнитных фаз в про- цессе намагничивания нарушается. Причины такого нарушения легко понять на примере намагченности насыщения поликристаллического образца. Допустим, что в результате отжига и медленного охлаждения образца вне магнитного поля (в АНС) мы достигли в нем изотропного распределения магнитных фаз, т. е. такого состояния, когда направленность I_s по любой легкой оси равновероятна.

Начнем этот образец намагничивать. По мере увеличения H магнитные моменты доменов начнут переходить со «случай- ных» легких осей на более определенные оси — на те, которые составляют наименьший угол с полем. При хаотической ориен- тации магнитно-многоосных кристаллитов после устранения поля H векторы их намагченности будут иметь направления лишь в пределах шарового сектора с центральным углом α , описанного вокруг оси действия поля. Понятно, что α — это максимальный угол, который может быть образован осьми легкого намагничивания кристаллита с произвольным направ- лением. После наложения переменного поля h , убывающего от значения h_0 до нуля, векторы I_s также будут направлены вдоль легких осей, ближайших к направлению действия h , и будут отличаться в разных доменах на 180° .

Таким образом, при получении НС переменное поле может оказать влияние на распределение магнитных фаз, привести к анизотропии этого распределения, создать магнитную текстуру в направлении своего действия. Однако заметим, что при этом само распределение легких осей не изменяется и не может быть изменено никакими магнитными воздействиями. Следовательно, все сказанное раньше оказывается справедливым лишь в том случае, когда легкая ось не является единственной, когда имеется возможность «выбора» ориентации вектора I_s в кристаллитах, т. е. существует их магнитная многоосность.

При наличии единственной легкой оси у каждого кристаллита при его намагничивании до насыщения угол α составит 90° , т. е. упомянутый сектор будет полусферой, а процесс размагничивания ни в каком случае не изменит начального хаотического распределения магнитных фаз. Таким образом, породы, содержащие магнитно-одноосные кристаллита, не могут быть текстурированы воздействием магнитного поля. Наличие или отсутствие эффекта магнитного текстурирования может быть установлено сравнением кривых намагничивания по направлению предварительного воздействия достаточно сильного переменного поля и по перпендикулярному к нему направлению.

Тщательные эксперименты на образцах различных горных пород показали, что они содержат преимущественно магнитно-одноосные включения магнитных минералов. В общем случае, однако, надо иметь в виду естественное деление магнитных минералов на сильно- и слабомагнитные. Так, известно, что магнетит имеет четыре кристаллографические оси легкого намагничивания. Возникновение же одноосности природных кристаллитов магнетита связано с отклонением их формы от изометричной, когда размагничивающий фактор в каком-то одном направлении существенно меньше, чем в любом другом. Однако анизотропия формы будет играть главную роль в создании магнитной анизотропии лишь тогда, когда магнитостатическая энергия зерна превышает его кристаллографическую энергию, т. е. когда зерно обладает высокой намагченностью насыщения I_s . При небольшом значении I_s кристаллографическая анизотропия не может быть «подавлена» анизотропией формы и зерна слабомагнитных минералов могут быть магнитно-многоосными (гематит, слабоферромагнитный пирротин, титаномагнетиты с высоким содержанием титана).

Мы уже отмечали, что распределение легких осей не может быть изменено никакими магнитными воздействиями на образец горной породы. В общем случае легкие оси кристаллитов магнитных минералов в целом по образцу распределены хаотически. Однако всякое упорядочение этих осей приводит к магнитной текстуре горной породы. Возникает магнитная анизотропия породы, которая может быть определена как текстурная магнитная анизотропия. В направлении (или в плоско-

сти) преимущественной ориентации легких осей совокупности кристаллитов намагничивание горной породы облегчается, к этому направлению (или к этой плоскости) стремится отклониться вектор остаточной намагниченности от направления намагничающего поля.

К возникновению магнитной анизотропии горных пород прежде всего должны приводить все геологические процессы «упорядочения» ориентации кристаллитов: направленное давление, течение кристаллизационных растворов, колебания окислительно-восстановительной обстановки осадконакопления (получается чередование магнитных и «немагнитных» слоев — слоистая магнитная анизотропия) и т. п. Явления магнитной анизотропии горных пород несут в себе значительную геологическую информацию. Методы изучения магнитной анизотропии и примеры геологического использования этих данных рассмотрены в гл. 6.

МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

В предыдущих разделах мы констатировали большое многообразие магнитных свойств, явлений и процессов, каждое из которых может быть описано с помощью одной или нескольких магнитных характеристик. Понятно, что вся совокупность этих характеристик вряд ли нуждается в более подробном обозрении в рамках настоящего пособия. Поэтому мы остановимся лишь на тех характеристиках, которые уже используются при исследованиях магнетизма горных пород практической направленности и информативность которых в той или иной мере апробирована. Однако даже при таком ограничении рассмотрение магнитных характеристик разумно начать с какой-то непротиворечивой их классификации.

Мы отмечали тот тривиальный факт, что любые магнитные свойства и характеристики горных пород определяются условиями их образования и последующих изменений. Вполне понятно, что кроме геологических факторов общего характера (термодинамические условия образования пород, глубина магматического очага, скорость излияния и кристаллизации, характер и интенсивность метаморфизма и т. д.) в качестве определяющих магнитные свойства горных пород можно рассматривать и конкретные (вещественные) факторы: концентрацию, состав, структуру и текстуру ферромагнитных компонентов, их энергетическое состояние. (Под структурой здесь понимается сумма признаков: форма и размер зерен, а также их внутреннее строение.)

Непосредственному определению при исследовании любых магнитных характеристик подлежат лишь эти конкретные осо-

бенности горных пород. В этом смысле большинство магнитных методов изучения горных пород, по существу, выступают в одном ряду с химическими, минералогическими и другими вспомогательными методами геологических исследований. Магнитные методы обладают, конечно, своей спецификой, преимуществами и недостатками. Эти исследования можно назвать методами магнитной диагностики.

Особую группу образуют методы, основанные на изучении «магнитной памяти» ферромагнитных компонентов, в которой отражается прямая связь магнитных характеристик с некоторыми условиями образования и физико-геологической историей пород, неопосредованная концентрацией, составом и структурой ферромагнетика. Примером реального существования подобных прямых связей является такая магнитная характеристика, как термоостаточная намагниченность магматических пород, дающая вне зависимости (в первом приближении) от концентрации, состава и структуры ферромагнетика сведения о таких условиях образования породы, как высокая температура, направление и модуль древнего (эпохи формирования породы) геомагнитного поля.

Подобные методы, среди которых главная роль принадлежит палеомагнитному, можно назвать методами изучения магнитного (энергетического) состояния, так как в особенностях этого состояния, в его магнитных характеристиках сохраняется память о внешних физических воздействиях: температурных и временных, магнитного поля и механических напряжений. Определение «внешние» имеет тот смысл, что указанные воздействия рассматриваются вне их влияния на состав и структуру ферромагнетика (которого они зачастую и не оказывают) и источники этих воздействий находятся как бы вне условий, определяющих концентрацию, состав и структурно-текстурные особенности ферромагнитного компонента.

Что касается методов магнитной диагностики, то, как мы уже говорили, их применение дает возможность прямой оценки лишь определенных немагнитных характеристик ферромагнитного компонента. В этом состоит прямая информативность этих методов. Решение же геологических задач, связанных с выяснением условий образования и изменений горных пород, основано на геологической информативности этих немагнитных характеристик: концентрации, состава, размеров и формы зерен ферромагнитного компонента, его структурно-текстурных особенностей.

Таким образом, проблема использования методов магнетизма горных пород при решении геологических задач распадается на две части: физическую (магнитную) и собственно геологическую. Магнитный аспект проблемы — это изучение возможностей магнитных методов при определении химического и фазового состава зерен ферромагнитных минералов, их

структуры, размеров и формы, концентраций и характера распределения в породе, элементов магнитной предыстории (внешних воздействий), т. е. всех тех факторов, которые непосредственно обусловливают те или иные магнитные характеристики горных пород. В понятие возможности методов здесь включаются достоверность, эффективность, необходимая комплексность и т. п.; в понятие магнитной предыстории — температурные, механические, временные и магнитные внешние воздействия. Собственно геологическая часть проблемы состоит в изучении закономерностей, связывающих указанные факторы с условиями образования пород и их последующих изменений.

Разработка проблемы в целом предусматривает решение как прямых (от известных условий образования — к изучению определяемых этими условиями магнитных характеристик), так и обратных (от магнитных характеристик — к оценке условий образования) задач. Конечной целью исследований магнетизма горных пород является решение обратных задач, которое также распадается на два этапа: физический (от магнитных характеристик горных пород — к немагнитным характеристикам ферромагнитного компонента) и геологический (от немагнитных характеристик ферромагнитного компонента — к условиям образования пород). Не следует забывать, что выполнение этих двух этапов исследования может потребовать участия исполнителей разной специализации и квалификации.

На рис. 11 приведена схема возможного подразделения основных используемых магнитных характеристик горных пород, помогающая оценить информативность этих характеристик, их однозначность, взаимозаменяемость и комплексирование. Некоторые из них хорошо известны и уже упоминались выше, другие будут рассмотрены в последующих разделах.

Необходимо подчеркнуть, что методы магнетизма горных пород в своей диагностической части — вовсе не единственные физические методы, которые привлекаются для определения состава, особенностей структуры и других немагнитных характеристик ферромагнитных минералов. Более того, во многих отношениях они не могут составить конкуренции другим современным физическим методам исследования вещества — термическому и рентгеноспектральному анализам, электронной микроскопии и др. Поэтому общий тезис о том, что привлечение методов магнетизма перспективно во всех направлениях геологических исследований, где необходимы или, по крайней мере, полезны сведения о составе, структуре, текстуре, концентрации ферромагнитных минералов и испытанных ими внешних воздействиях, необходимо дополнить минимумом условий их рационального и эффективного использования. Обращение к магнитным методам, по-видимому, оправданно в любом из следующих трех случаев.

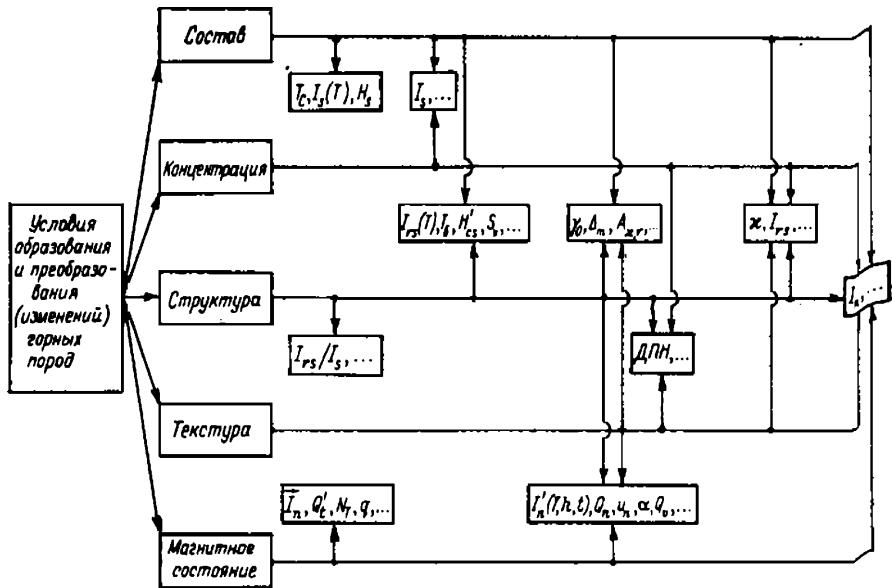


Рис. 11. Схема геологической информативности магнитных свойств горных пород.

ДПН — диаграмма Прейзаха — Нееля; A_p , A_x — анизотропия остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости; H_g — поле насыщения; H'_cs — разрушающее поле намагниченности I_{rs} ; I_n — естественная остаточная намагниченность; I_n' — направляемая намагниченность I_n ; I_s — намагниченность насыщения; I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения; $I_s(T)$, $I_{rs}(T)$ — разрушение намагниченостей температурой; $I_n(T, h, t)$ — приведенные кривые разрушения намагниченности I_n температурой (T), переменным магнитным полем (h), временем (t); N_T — температурно-чувствительный параметр соотношения козерцитивных спектров естественного и нулевого магнитных состояний; q — отношение числа обратно намагниченных образцов к числу прямо намагниченных в оливородной по другим параметрам совокупности; $Q_n = I_n/I_t$, где $I_t = 0.5$; $Q_0 = I_{rs}/I_t$, где $I_t = I_{rs}/I_n$; $Q_t = I_n/I_{rt}$, где I_{rt} — лабораторная термоостаточная намагниченность; S_v — коэффициент магнитной вязкости; T_b — блокирующая температура; T_C — температура Кюри; v_n — отношение скоростей разрушения переменным полем остаточных намагниченностей: естественной I_n и идеальной I_{rs} ; α — «относительная» скорость разрушения остаточной намагниченности под воздействием давления; γ_0 , Δ_m — параметры козерцитивного спектра (γ_0 , \mathcal{E}^{-1} ; Δ_m , \mathcal{E}^{-1}); x — магнитная восприимчивость в поле $H \approx 0.5$ Э.

1. Магнитный метод — единственный (принципиально или практически), дающий ответ на решаемую задачу. (Палеомагнитный метод и другие методы изучения магнитного состояния; магниторазведка).

2. Магнитный метод, хотя и может быть заменен каким-то другим, в данной конкретной ситуации обладает наибольшей чувствительностью и разрешающей способностью. (Например, при изучении тонких изменений титаномагнетитов и других магнитных минералов; при исследовании нарушений однород-

ности, возникновения напряженных состояний, гипергенных изменений; при изучении текстур магнитных минералов и др.)

3. Для решения геологических задач важна некая экспресс-информация, когда объемы исследований оказываются важнее, чем максимально достижимая их точность, когда требуется массовость опробования. (Например, при изучении пространственного распределения концентрации ферромагнетика).

На рис. 11 можно видеть, что магнитные характеристики образуют несколько групп, различающихся прежде всего количеством связей с интересующим нас комплексом, немагнитных факторов и внешних воздействий. Эта схема, как и любая другая, лишь приблизительно отражает более сложные в общем соотношения и не должна приниматься за единственно возможную. Некоторым характеристикам на схеме приписывается однозначность, которая при более строгом подходе к вопросу оказывается фиктивной.

Так, например, обстоит дело с температурой Кюри T_c , которая действительно однозначно определяется составом ферромагнетика в породе и не зависит от его концентрации и прочих факторов, но, будучи установленной, не всегда дает однозначный ответ на вопрос об этом составе: одной и той же температурой Кюри могут обладать различные минералы. То же самое относится и к намагниченности насыщения I_s , однако здесь есть дополнительное условие — определение этой величины на выделенной магнитной фракции; в противном случае (т. е. для образца породы) I_s зависит и от концентрации ферромагнетика. Обе эти характеристики из числа используемых в магнетизме горных пород в принципе являются наименее многозначными. К ним можно было бы отнести и поле насыщения H_s , однако эта величина определяется с очень большой погрешностью и практически применяется крайне редко.

Группа характеристик, которые отражают магнитное состояние горных пород, связанное с внешними воздействиями, по степени однозначности близка к предыдущей группе, однако и здесь должны учитываться некоторые условия их однозначности. Скажем, направлением вектора I_n однозначно определяется направление древнего геомагнитного поля, если концентрация ферромагнетика не превышает некоторого критического значения, отсутствуют значительные вторичные компоненты намагниченности, нет значительной анизотропии и т. д. (в большинстве случаев либо эти условия выполняются, либо может быть надежно проконтролирована степень их выполнения).

Вторичные процессы искажают и однозначность связи параметров Q_n и q со временем, прошедшим после становления террас, параметра N_T — с температурой кристаллизации ферромагнитного компонента, отношения V_n — с температурой образования термоостаточной намагниченности, а Q_t' — с ее возрастом. Однако методы исследования, основанные на изучении

этих характеристик, в большинстве случаев являются «само-контролирующими» — в получаемых данных содержатся достаточно четкие критерии их применимости.

Многие магнитные характеристики зависят одновременно от концентрации ферромагнетика и всех особенностей его состава, структуры и текстуры. К ним относятся и наиболее известные параметры χ и I_n (модуль); намагниченность I_n , кроме того, зависит еще и от внешних воздействий, сопутствующих ее образованию. В то же время практически величина χ не столь многозначна, как это определяется формальной схемой: решающее влияние на нее в большинстве случаев оказывает концентрация в породе магнетита, статистической мерой которой она по существу и является.

Параметр Q_n , как результат деления I_n на χ , не зависит в первом приближении от концентрации ферромагнетика. Если применить его к изучению некоторого класса пород, которым свойственны однородные условия формирования намагниченности I_n (например, термоостаточного происхождения), одинаковый состав ферромагнетика (например, титаномагнетита в основных эфузивах) и «совпадающие» элементы магнитной предыстории (например, идентичность климатических условий), то в модуле этого параметра более всего отразится возраст пород.

Ряд магнитных характеристик, приведенных на рис. 11, более подробно будут рассмотрены в последующих разделах. В заключение еще раз отметим, что данный вариант их классификаций не является чем-то большим, чем схема, соответствующая, в частности, некоторому условно выбранному уровню рассмотрения магнитных свойств магнитных минералов и определяющих эти свойства немагнитных факторов. Так, например, факторы состава, структуры, магнитного состояния объединяют в себе несколько соответствующих частных признаков и допускают внутреннее подразделение. Группы магнитных характеристик не могут приниматься как окончательно заполненные и абсолютно точные с позиций физики магнетизма горных пород. (Параметры анизотропии A_r , A_u и разрушающее поле H_{cs}' обнаруживают, например, слабую зависимость от концентрации; поле H_{cs}' , кроме того, — от текстуры). Однако в целом, будучи составленной с учетом опыта практического применения магнитных характеристик для диагностических целей, эта схема может оказаться полезной при выборе наиболее рациональной и эффективной программы магнитных исследований в каждом конкретном случае.

2. МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ И ЕЕ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Магнитная восприимчивость горных пород относится к тому классу их магнитных характеристик, который определяется одновременной зависимостью от концентрации ферромагнетика и от всех особенностей его состава и структуры. С физической точки зрения магнитная восприимчивость горных пород, измеряемая обычно в поле около 0,5 Э,—самая начальная «точка» на кривой намагничивания, имеющей протяженность до сотен и тысяч эрстед, т. е. это весьма частная характеристика ферромагнетика. Тем не менее магнитная восприимчивость является достаточно информативным параметром горных пород, который с успехом используется в петромагнитных исследованиях.

Правда, в работах этого направления фигурируют разные определения проводимых исследований: получение «магнитной характеристики» (и соответственно — закономерностей ее распределения или связей с условиями образования и с изменением пород), установление «петромагнитной характеристики», изучение намагченности, магнитных свойств, «скалярных магнитных параметров» и др. Однако успехи этих исследований обусловлены именно тем, что во все эти понятия может быть вложен единый смысл величины, определяющей резко преимущественным образом концентрацию магнитных минералов в породе (и соответственно закономерности распределения и генетических связей этих минералов с типом породы и структуры, с условиями их формирования и изменений). Рассмотрим это подробнее.

Прибегнув к допустимой схематизации, магнитные минералы можно разделить на два главных типа: 1) с кубической симметрией кристаллической решетки — магнетит, титаномагнетит и маггемит (титаномаггемит); 2) ромбоэдрические — гематит и его твердые растворы с ильменитом. (По значению I_s пирротилы распределяются между этими типами, являясь в зависимости от состава либо слабоферримагнитными, либо ферримагнитными.) Первый тип минералов, грубо говоря, является сильномагнитным, второй — слабомагнитным. У магнетита и маггемита намагченность насыщения на два с половиной порядка, а маг-

Таблица 1

Зависимость магнитной восприимчивости меймечитов от размера зерен магнетита

$d, \text{мкм}$	Число образцов	$\chi_0 \cdot 10^{-8} \text{ СГС}$
50	21	3,7
10—50	15	3,6
5—10	36	3,4
3—5	30	2,8
3	28	2,5

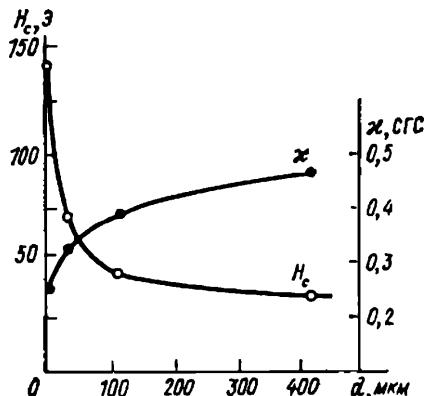


Рис. 12. Зависимость магнитной восприимчивости и коэрцитивной силы естественного титансодержащего магнетита от размера зерен [26].

магнитная восприимчивость χ_0 — на четыре-пять порядков выше, чем у гематита.

Зависимость χ_0 от размера зерна d может быть установлена либо путем прямого эксперимента при последовательном размельчении зерен одного и того же образца, либо в результате статистического сопоставления χ образцов одних и тех же пород, сгруппированных по интервалам изменений d . Первый способ можно проиллюстрировать данными Т. Нагаты [26] (рис. 12). На рисунке видно и увеличение магнитной жесткости, т. е. возрастание коэрцитивной силы зерен по мере уменьшения их размера. Метод статистического сопоставления χ и d был использован в работе Б. В. Гусева и др. [1967 г.], по данным которой составлена табл. 1. Исследуемые образцы — эфузивные меймечиты северо-западной части Сибирской платформы. Размер зерен определен для рудных минералов основной массы, по содержанию преобладающих над вкрапленниками. Среднее содержание магнетита во всех пяти группах образцов одинаковое. По мнению авторов, наблюдаемая зависимость может отличаться от действительной лишь в сторону усиления в результате влияния процесса окисления.

Приведенные определения показывают, что особенно существенное снижение χ_0 при уменьшении зерен магнетита обнаруживается начиная примерно с 60 мкм, но и при этом изменения d более чем на порядок (до нескольких микрометров) снижают значения χ_0 примерно на 35—40 %. Заметим, что в том же интервале изменений размера зерен гематита его восприимчивость χ_0 уменьшается примерно в 8 раз.

Коснемся и другого аспекта влияния размера зерен на магнитные характеристики минералов. Мы уже отмечали, что при

размере частиц меньше некоторого критического [см. формулу (1.4)] существование доменных границ становится энергетически невыгодным и частица состоит из одного домена. Для магнетита расчетный критический диаметр однодоменного сферического зерна равен 0,03 мкм. Однако на появление многодоменной структуры большое влияние оказывает форма частиц. Игольчатые прорастания магнетита размером $10 \times 1,5$ мкм ведут себя как однодоменные. Образование тонких ильменитовых пластинок в зернах титаномагнетита также увеличивает допустимый размер этих зерен, при котором они проявляют себя как однодоменные.

В магнитном поведении сферических зерен однодоменного размера определяющую роль играют тепловые флюктуации; время устойчивой ориентации магнитных моментов зерен, вызванной действием поля, ничтожно мало, т. е. они суперпарамагнитны. Ферромагнетизм проявляется в близких к изометричным зернах магнетита, больших чем 0,06 мкм, т. е. только в многодоменных.

Считая граничную энергию для магнетита и гематита величиной одного порядка, получаем для гематита по формуле (1.4) критический диаметр однодоменного зерна $D_0 = 1500$ мкм, т. е. этот диаметр в $50 \cdot 10^3$ раз больше, чем для магнетита. Это значение, возможно, завышено. Специальными исследованиями установлено, что граница однодоменности гематита заключена в пределах от 10 до 15 мкм [Власов А. Я. и др., 1969 г.] или от 10 до 100 мкм [Dunlop J., 1971 г.]. Суперпарамагнитными можно считать зерна гематита размером около 0,5 мкм. Таким образом, существует довольно широкий интервал размеров гематитовых зерен, в котором они ферромагнитны и однодомены, т. е. обладают большой коэрцитивной силой и очень малой восприимчивостью χ_0 (10^{-5} СГС). По-видимому, явления магнетизма горных пород чаще всего связаны с однодоменным гематитом и многодоменным магнетитом.

Напомним, что суперпарамагнитные зерна, присутствуя в породе, будут давать вклад в ее восприимчивость, но не отразятся на процессах остаточного намагничивания. В этом, в частности, заключается своеобразие многих осадочных пород, содержащих тонкодисперсный ферромагнетик.

На восприимчивость χ_0 ферромагнитных зерен оказывают влияние неоднородности их кристаллической структуры. К таким неоднородностям, вызывающим рост внутренних напряжений, т. е. уменьшение χ_0 , приводят, например, окислительные процессы. Как установлено, на границах магнетит- и гематит-ильменитовых ламелей вследствие различий кристаллических решеток магнетита, гематита и ильменита возникают деформационные и дислокационные напряжения [Shive P. N., Wigler R. F., 1969 г.]. Несомненно, что структурные неоднородности магнетита, возникающие, например, при мартитизации, окажут

лишь незначительное влияние на суммарный индуцированный магнитный момент скопления зерен по сравнению с влиянием уменьшения общего объема «чистого» магнетита.

Таким образом, подытоживая, можно сказать, что начальная магнитная восприимчивость имеет резко различные значения для магнетита и малотитанистых титаномагнетитов, с одной стороны, и остальных природных ферромагнетиков — с другой. Ее значения убывают с уменьшением размера зерен и с возрастанием внутренних напряжений в них, связанных, как правило, со структурными неоднородностями. Магнитная восприимчивость является структурно-чувствительной характеристикой ферромагнитных минералов.

Совершенно иной смысл имеет магнитная восприимчивость горных пород, содержащих включения этих минералов. Начальная магнитная восприимчивость горной породы, определяемая через индуцированный магнитным полем 0,5 Э магнитный момент M как $\kappa = 2M/V$ (где V — объем образца), может быть представлена в виде

$$\kappa = (\kappa_{\Phi} V_{\Phi} + \sum_i \kappa_i V_i) / V,$$

где κ_i — диа- или парамагнитная восприимчивость i -го породообразующего минерала в объеме V_i ; κ_{Φ} и V_{Φ} — восприимчивость и общий объем ферромагнитных включений.

Обозначая через $\bar{\kappa}_n$ некоторое среднее значение по всем κ_i и учитывая, что $\sum V_i \approx V \gg V_{\Phi}$, получаем $\kappa = \bar{\kappa}_n + \kappa_{\Phi} C$, где C — объемная концентрация.

Из этого выражения вытекает следующее.

1. Если $\kappa_{\Phi} \approx \bar{\kappa}_n$ (например, в случае гематита), то κ породы не будет зависеть от концентрации ферромагнетика, т. е. вообще не будет отражать его присутствие в породе.

2. Пока $\kappa_{\Phi} C < \bar{\kappa}_n$, величина κ также не будет практически испытывать влияния κ_{Φ} . Если положить $\bar{\kappa}_n = 10^{-5}$, а $\kappa_{\Phi} = 1$ СГС (магнетит), то при $C \leq 10^{-5}$ (объемное содержание ферромагнетика равно или меньше 0,001 %) κ породы будет определяться свойствами породообразующих минералов. Это «критическое» значение C увеличивается при уменьшении κ_{Φ} и составляет для пирротина ($\kappa_{\Phi} = 10^{-3}$ СГС) в среднем уже 1 %.

Заметим, что в обоих этих случаях присутствие ферромагнетика в породе совершенно отчетливо может быть установлено по возникновению остаточной намагниченности.

3. При $\kappa_{\Phi} C > \bar{\kappa}_n$ будет наблюдаться линейный рост κ с увеличением C до тех пор, пока магнитное взаимодействие между отдельными зернами ферромагнетика невелико (даже для магнетита до значений C около 7 %).

Тот факт, что подавляющее влияние на вариации κ горных пород оказывают ферромагнетики именно титаномагнетитового

состава, можно проиллюстрировать простым примером. Пусть некоторое изменение χ породы происходит при изменении содержания пирротина в ней на ΔC_p (пирротин — ближайший по магнитной восприимчивости «конкурент» магнетита). Если бы это изменение χ было связано с концентрацией магнетита ΔC_m , то достаточно $\Delta C_m \ll 0,01 \Delta C_p$.

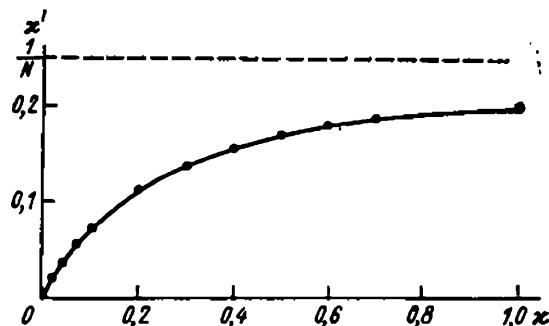
Статистические данные сопоставления χ и C подтверждают эти выводы. Так, магнитная восприимчивость интрузивных пород не зависит от содержания ферромагнетика в среднем при $C \leq 0,01$ вес. %, откуда можно определить средний «парамагнитный уровень» значений χ этих пород: $\chi_n = 20 \cdot 10^{-6}$ СГС [35]. Линейная зависимость между χ и C сохраняется по крайней мере до значений $C = 10$ вес. %. Заметим, что в пределах интрузивных тел линейная связь χ и C , как правило, почти функциональная.

Таким образом, магнитная восприимчивость горных пород отражает сам факт присутствия ферромагнитных минералов только в том случае, если значение χ уверенно превышает «парамагнитный уровень». При этом со свойствами ферромагнитного минерала величина χ однозначно увязана быть не может, так как определяется произведением χ_f на концентрацию C ферромагнетика. Из всего этого следует, что χ является до существу, лишь статистической мерой содержания в породах ферромагнитных минералов титаномагнетитового ряда и ее изменения определяются главным образом вариациями этого содержания. Именно этот факт и должен найти полезное применение в геологии.

Основным магнитным методом изучения концентрации магнитных минералов в горных породах является измерение их индуцированной геомагнитным полем H_t намагниченности I_i , легко пересчитываемой и на магнитную восприимчивость χ . Этот метод был бы в пределах наиболее характерных для пород значений C (практически за исключением железных руд, к которым применима более сложная модификация метода [Вейнберг А. К., 1967 г.]) совершенно точным, если бы речь шла об одном и том же ферромагнетике с мало варьирующими размерами зерен и слабыми внутренними напряжениями. Но и при том, что простое соотношение $\chi = aC$ (где a — постоянный коэффициент) осложняется непостоянством указанных факторов (приводящим иногда к неоднозначности решения задачи о концентрации C), определяющая роль в изменении χ пород принадлежит концентрации некоторого условного и в то же время совершенно реального ферромагнетика, обладающего «средними» свойствами минералов титаномагнетитового ряда.

Понятие «среднего» ферромагнетика не так формально, как может показаться на первый взгляд. Рассмотрим зависимость кажущейся магнитной восприимчивости χ' от истинной восприимчивости χ для сферических зерен (рис. 13). Как видно из

Рис. 13. Зависимость кажущейся магнитной восприимчивости χ' сферического зерна от его истинной восприимчивости χ .



графика, при больших значениях χ ее изменения мало сказываются на восприимчивости χ' , которая близка к предельному значению $1/N$ (где N — размагничивающий фактор). Чем бы ни определялись изменения χ (содержанием ульвошпинели в твердом растворе, изменением крупности зерна или усложнением структуры), анализ реальных случаев заставляет признать, что влияние этих факторов чаще всего мало по сравнению с влиянием «случайных» вариаций концентрации ферромагнетика C . Таким образом, магнитная восприимчивость горных пород может рассматриваться как однозначная магнитная характеристика, что усиливает ее диагностическую ценность.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Остановимся на некоторых основных положениях, лежащих в основе использования сведений о концентрации магнитных минералов для решения геологических задач петромагнитными методами.

1. Концентрация магнитных минералов в горных породах изменяется в широких пределах: от знакового содержания (менее 0,01 %) до 7—10 %. Обычно разновозрастные толщи, комплексы, свиты, формации различаются по магнитной восприимчивости, что позволяет использовать ее при геологическом картировании для расчленения и корреляции пород. Чаще всего при этом могут быть применены лишь довольно условные градации: слабо-, средне- и сильномагнитные породы, что соответствует малым, средним и высоким содержаниям ферромагнетика.

2. Плутонические породы содержат минералы титаномагнетитовой серии, образующиеся на разных этапах кристаллизации магмы и в разной степени измененные под воздействием вторичных процессов. Некоторые из этих процессов (хлоритизация, альбитизация и др.) приводят к разрушению первичных магнитных минералов, к замещению их парамагнитными. Наоборот,

такие процессы, как серпентинизация, часто биотитизация, способствуют новообразованию магнетита в породах. Таким образом, концентрация ферромагнетика определяется не только условиями образования пород, но и их последующей геологической историей.

В метаморфических породах наряду с «реликтовым» магнетитом встречаются ферромагнетики контактово-метасоматического и гидротермального происхождения. Генезис магнитных минералов осадочных пород также весьма разнообразен: здесь встречаются ферромагнетики терригенного, диагенетического и эпигенетического происхождения. В связи с частым преобладанием гематита и гидроокислов диагностическая способность осадочных пород невелика.

3. Основными факторами, оказывающими влияние на первичную концентрацию ферромагнетика в магматических (как плутонических, так и вулканических) породах, являются: а) химический состав среды плавления и породообразующей магмы; б) термодинамические условия магмообразования и кристаллизации породы, обусловленные геотектонической обстановкой магматизма [11, 23].

Строгая корреляция между концентрацией ферромагнетика в породе и ее основностью отсутствует. В общем случае, однако, вследствие большего содержания железа в основных породах больше минералов титаномагнетитовой серии, чем в кислых. На присутствие в породе трехвалентного железа и, следовательно, на концентрацию ферромагнетика определенное влияние оказывает щелочность. Более заметно на концентрации магнитных минералов в магматических породах сказываются окислительно-восстановительные условия, которые в свою очередь тесно связаны с конкретной тектонической обстановкой магматизма. Об этом свидетельствует целый ряд экспериментальных данных по плавлению и кристаллизации искусственных систем и горных пород при заданных окислительных и других условиях: кристаллизация магнитных минералов (главным образом, титаномагнетита) из расплава происходит тем раньше и в тем больших количествах, чем выше летучесть кислорода и ниже летучесть (давление паров) воды [23].

Анализ пространственного размещения магматических пород с различной концентрацией магнитных минералов на территории СССР показывает, что породы с пониженным содержанием ферромагнетика локализуются преимущественно в миогеосинклинальных зонах и относятся главным образом ко времени главной складчатости, т. е. находятся в зонах преимущественного действия сжатий. Магнетитсодержащие породы приурочены к жестким консолидированным структурам со значительным развитием разломов, к эвгеосинклиналям и другим подобным структурам, характеризующимся преобладанием растяжений [Дубинчик Э. Я., Путинцев В. К., 1971 г.].

Концентрация магнитных минералов, очевидно, имеет определенную связь с глубиной магмообразования. Это подтверждается экспериментальным изучением предельных условий появления магнитных минералов из расплавов различного состава, близких к базальтам. Согласно работе Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда [1968 г.] рудные минералы (главным образом титаномагнетит) практически независимо от окислительно-восстановительных условий кристаллизуются при давлении не более 20 кбар, чаще лишь при давлении ниже 14 кбар, причем максимальная температура их появления около 1400 °С. С понижением же температуры минералы типа титаномагнетита могут появиться только при еще меньшем давлении.

Исследование процесса кристаллизации магнитных минералов из расплава с составом, близким к базальтовому, при температуре от 900 до 1400 °С и давлении от нормального до 18 кбар было проведено лабораториями ИФЗ и ГЕОХИ АН СССР [23]. Опыты показали, что магнитные минералы появляются при общем давлении не более 18 кбар и температуре ниже 1200 °С. Причем в таком режиме образуются слабомагнитные и магнитожесткие железо-магний-алюминиевые ферришпинели. Свойства их изучены плохо, и в природе они фиксируются редко. Главные носители магнетизма горных пород — титаномагнетиты — появляются при давлении ниже 15 кбар и температуре 1150 °С. С понижением давления их концентрация растет [Печерский Д. М. и др., 1977 г.].

Основываясь на этих экспериментах, можно предполагать, что в условиях земной коры и верхней мантии предельная глубина существования магнитных минералов составляет 50—60 км и в зависимости от других условий (например, окислительно-восстановительных) может только уменьшаться.

Таким образом, концентрация ферромагнетика в породах связана с химическим составом породообразующей магмы и термодинамическими условиями кристаллизации, а также с интенсивностью проявления вторичных процессов. Изучение и практическое использование этих связей возможно на основе магнитной оценки концентрации ферромагнетика по магнитной восприимчивости пород.

В последние годы геологические исследования на этой основе получили в нашей стране большое распространение. Так, М. В. Чернюк [1971 г.] проанализировала петромагнитную характеристику интрузивных образований Восточного Казахстана в связи с их пространственной приуроченностью и положением в тектономагматическом цикле. При этом она пришла к ряду новых геологических выводов, установив зависимость концентрации ферромагнитных минералов в породах от истории развития структуры, от принадлежности породы к тому или иному типичному комплексу, от ее приуроченности к определенной фазе комплекса и т. д.

Э. Я. Дубинчик и В. К. Путинцев [11] использовали петромагнитную характеристику гранитоидов при решении задач металлогенического прогнозирования. Они указывают, что количество магнитных плутонических массивов, содержащих 0,5–3 % ферромагнетика и контролирующих рудную минерализацию, возрастает в ряду $\text{Sn} \rightarrow \text{W} \rightarrow \text{Au} \rightarrow \text{Mo} \rightarrow \text{Pb}, \text{Zn}$ от 10 до 70 %, что свидетельствует о разных физико-химических условиях формирования массивов с различной металлогенической специализацией.

Концентрация магнитных минералов в породе может быть использована и при решении таких задач, как количественная оценка степени измененности магматических пород вторичными процессами. Большой интерес представляет в этом отношении работа А. А. Смелова [33], использовавшего изменение концентрации магнитных минералов при гидротермально-метасоматических процессах в качестве поискового признака при металлогеническом прогнозировании. На основе повышения детальности изучения магнитных характеристик, проводимого в комплексе крупномасштабных геологосъемочных и поисково-разведочных работ, им сделана попытка интерпретации данных о магнитной восприимчивости с учетом ее зависимости от структурных особенностей и степени измененности ферромагнетика.

На протяжении многих лет целенаправленное изучение «склярных магнитных параметров» при решении ряда геологических задач проводилось А. Г. Комаровым [19]. В его работах весьма последовательно иллюстрируется тот факт, что любые петрогенетические выводы и сопоставления на основе данных о магнитной восприимчивости χ правомерны лишь постольку, поскольку содержание магнетита (титаномагнетита) зависит от генетических факторов.

Кроме того, это направление работ связано с привлечением другой магнитной характеристики — естественной остаточной намагниченности I_n , рассматриваемой в большинстве случаев в ее взаимосвязи с магнитной восприимчивостью. Сопоставление χ и I_n в большой мере снижает влияние концентрации ферромагнетика на устанавливаемые закономерности и, напротив, усиливает влияние его состава (I_n и χ одинаково зависят от концентрации ферромагнетика, но по-разному от его состава). Однако связь I_n с особенностями магнитного состояния используется и учитывается А. Г. Комаровым пока еще не в полной мере. Основные положения предлагаемого им метода статистического анализа распределений магнитных характеристик, кратко говоря, состоят в следующем.

1. К числу главнейших факторов, осложняющих линейную зависимость χ пород от содержания C в них ферромагнетиков титаномагнетитового ряда, относится характер выделения зерен ферромагнетика в структуре породы, определяемый, в частности, формационной принадлежностью зерен. Это обстоятельство

обуславливает информативность коэффициента корреляции значений χ и C .

2. Для вывода об аналогии генезиса и состава пород или их комагматичности необходимым, хотя и не достаточным, является равенство распределений величины χ . По утверждению А. Г. Комарова, функции распределения χ и I_n в изверженных горных породах являются наиболее универсальными характеристиками этих параметров, как это и следует из теории вероятности в применении к совокупности случайных величин. С этим связано определенное петрогенетическое значение статистического анализа и сопоставления распределений χ и I_n .

Примеры проведенных сопоставлений такого рода применительно к задачам геологического картирования достаточно подробно рассмотрены в работе [3]. Генетическое значение концентрации ферромагнетика, ее обусловленность скоростью остывания (степенью кристалличности) пород устанавливаются и в ряде других исследований [Глевасская А. М., 1973 г.].

3. Основным законом распределения χ и I_n в изверженных породах является логнормальный, что может быть объяснено на основе ряда моделей (или схем) логнормального распределения содержания примесей в породах.

4. Дисперсия величины $\lg \chi$ может быть положена в основу выделения петромагнитных типов пород, так как она выражает объективные закономерности рассеяния акцессорных ферромагнетиков и процессов образования вторичных магнитных минералов. Наличие весьма постоянной дисперсии $\lg \chi$ в определенных петрографических разновидностях пород подтверждает правомерность такого выделения с учетом структурно-формационной и фациальной принадлежности пород.

5. Отношение f дисперсий $\lg \chi$ и $\lg I_n$ может рассматриваться и использоваться как петрогенетический и формационный показатель, поскольку в «нормальных» изверженных породах дисперсия $\lg I_n$ всегда больше дисперсии $\lg \chi$ ($f < 1$). Это обусловлено тем, что намагниченность I_n значительно более чувствительна к структурным неоднородностям и физическим воздействиям на породы, чем восприимчивость χ .

Следует отметить, что в методе использования статистических параметров распределений χ и I_n довольно трудно оценить однозначность этих параметров, т. е. однозначность генетических выводов, следующих из их сопоставления. Однако уровень физической и петрохимической обоснованности принципиальных возможностей метода в решении геологических вопросов позволяет считать это направление исследований весьма перспективным.

В заключение заметим, что, по-видимому, наиболее рациональным (производительным и экономичным) способом регионального изучения распределения концентрации магнитных минералов в породах является оценка средней намагниченности пород по создаваемому ими аномальному магнитному полю.

ПОСТРОЕНИЕ ПЕТРОМАГНИТНЫХ КАРТ

Физические характеристики горных пород являются объективными данными, которые могут дать дополнительную информацию о принадлежности магматических образований к определенным комплексам и фациям, а осадочных и метаморфических — к толщам и свитам для обоснованной постановки геофизических работ и более достоверной интерпретации их результатов, что в целом приводит к более детальному и точному знанию геологического строения района.

Наиболее полное и наглядное представление о распределении физических параметров горных пород в плане дают карты. Здесь имеются в виду следующие типы карт: 1) петромагнитные карты, отражающие распределение петромагнитных групп горных пород; 2) карты магнитных параметров, показывающие их значения без учета типа и состава горных пород; 3) карты приведенных аномальных значений магнитных характеристик горных пород, позволяющие видеть отклонение каждой характеристики от нормального значения. Петромагнитные карты горных пород являются основными и наиболее информативными при изучении геологического строения районов. Остальные типы карт составляют в зависимости от решаемых геологических задач или при недостатке данных для петромагнитных карт.

Петромагнитные карты строят как по параметру χ , так и по параметру I , используя расчетные данные по картам аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ масштабов 1:200 000 и 1:50 000.

На петромагнитных картах отражают магнитную характеристику выходящих на поверхность коренных пород, которую определяют по образцам из обнажений в складчатых районах и на щитах и преимущественно по керну скважин в пределах чехла платформ [10], причем для всех имеющихся коллекций образцов проводят измерения магнитной восприимчивости и для 10 % — остаточной намагниченности. Целесообразно петромагнитные карты составлять в том же масштабе, в каком проводятся геологосъемочные работы.

При создании петромагнитных карт ставятся следующие основные задачи:

- а) возможно полно отразить магнитную латеральную неоднородность геологических образований района;
- б) проследить наиболее существенные закономерные изменения магнитной характеристики пород разного генезиса и состава;
- в) с наибольшей детальностью показать магнитную характеристику зон околоврудных изменений (на крупномасштабных картах);
- г) использовать магнитную характеристику для уточнения

формационной принадлежности и пространственного распространения пород разного возраста, особенно в труднодоступных и закрытых районах.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ЛЕГЕНДЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ КАРТ

Разделение горных пород на петромагнитные группы, распространение которых в пределах района является основным содержанием петромагнитных карт, проводится по значениям физического параметра (χ , I), по генетическому типу, петрографическому (литологическому) составу и возрасту. Эти принципы лежат в основе легенды петромагнитных карт, где они соответственно и отражены.

Группы пород по значениям χ и I . Логнормальный закон распределения намагниченности определяет классификацию пород по шкале прогрессии с выделением 10 групп, первая из которых (А) образует класс ферро-парамагнитных пород, а остальные группы подразделяют класс ферромагнитных пород. Основные интервалы группирования по параметрам χ и I приведены в табл. 2.

Разновозрастные стратиграфические единицы, комплексы, формации, которые выделяются на геологических картах, как правило, включают породы различного состава, имеющие разные магнитные свойства. Например, в одну серию могут быть объединены глинистые, песчаные и карбонатные отложения, в один комплекс — интрузивные породы от габбро до гранитов, в одну осадочно-вулканогенную формацию — терригенные образования и основные вулканиты, т. е. объединяются породы, различающиеся по магнитной восприимчивости на порядок и больше. Поэтому дифференцированность стратиграфических

Таблица 2
Индексы значений магнитных параметров

Индекс	Магнитная восприимчивость χ , 10^{-8} СГС	Намагниченность I , 10^{-8} СГС
А	0—100	0—50
Б	100—300	50—150
В	300—700	150—300
Г	700—1 500	300—700
Д	1 500—3 000	700—1 500
Е	3 000—6 000	1 500—3 000
Ж	6 000—12 000	3 000—6 000
З	12 000—20 000	6 000—12 000
И	20 000—40 000	12 000—20 000
К	$>40 000$	$>20 000$

подразделений по физической характеристике и составу пород определяется по вариационным кривым параметров. Одномодальное распределение магнитной восприимчивости свидетельствует об однородности состава, что, например, типично для одной фазы внедрения интрузивного комплекса. Полимодальное распределение указывает на неоднородность состава или разные условия образования пород, на влияние гипергенных процессов.

Таким образом, по вариационным кривым распределения параметров, средним значениям и другим статистическим характеристикам проводится выделение петромагнитных групп внутри стратиграфических единиц, комплексов и формаций. Следует отметить, что применяющийся иногда метод расчета средних значений параметров в целом для геологических подразделений (толщ, массивов) приводит к существенным ошибкам в интерпретации геофизических данных: магнитные аномалии ошибочно связываются с породами, не выходящими на поверхность.

В зависимости от масштаба карт и размера показанных на ней объектов можно давать более крупное или более дробное деление интервалов по значениям физической характеристики.

Генетические типы пород. Среди геологических образований выделяются следующие генетические типы пород: интрузивные, эфузивные (вулканогенные), осадочные, метаморфические — регионально метаморфизованные, ультраметаморфические, автометаморфические, гидротермально-метасоматические (на крупномасштабных картах). Петромагнитное группирование проводится раздельно для каждого из этих типов пород и для каждого из них магнитная характеристика в отдельных колонках отражается в легенде карты.

Петрографический (литологический) состав пород. Группирование по петрографическому составу проводится в пределах каждого генетического типа пород. Выделяются петрографические (литологические) разности пород кислого, среднего, основного, ультраосновного, щелочного, высокоглиноземистого состава; глинистые, песчано-обломочные, карбонатные и гидрохимические осадочные толщи. Для всех выделенных разновидностей определяются магнитные характеристики. Детальность расчленения петрофизических групп по составу пород увеличивается от мелкого к крупному масштабу карт. Состав пород учитывается вне зависимости от значений намагниченности или магнитной восприимчивости. Так, при одинаковых значениях h и J выделяются петромагнитные группы гранитов, гранодиоритов, диоритов, габбро, ультрамафитов; аналогичная картина наблюдается и для других генетических типов горных пород.

Возраст пород, **геологическая основа**. Геологической основой петромагнитных карт являются геологические или структурно-формационные (формационные) карты. По этим картам

и объяснительным запискам к ним определяют петрографический (литологический) состав и возраст выделенных стратифицированных, вулканогенных, интрузивных и других образований. Среди образований одного возраста выделяют петрофизические группы, различающиеся по магнитным характеристикам (χ , I) или по составу пород.

Детальность возрастных подразделений зависит от масштаба карт и геологической изученности района. При значительной неоднородности толщ и комплексов по составу и при близости физической характеристики пород одного состава, но разного возраста целесообразно укрупнять возрастные подразделения, с тем чтобы выделить все петрографические (литологические) разновидности пород, не перегружая при этом карту и легенду к ней. При использовании палеомагнитных данных (например, для уточнения возраста пород или корреляции разрезов) в легенду карты вносят соответствующие дополнения.

Раскраска и индексация карт. Цвет на картах, а также в легендах к ним подчинен принципу — показать наиболее выразительными средствами основное их содержание, т. е. петромагнитную характеристику и состав пород. Различным цветом отражается петрографический (литологический) состав горных пород: розово-красным — кислый, коричневым — средний и высокоглиноzemистый, зеленым — основной, фиолетовым — ультраосновной, желтым — щелочной, желто-оранжевым — песчаный, серым — глинистый и угленосный, голубым — карбонатный. Увеличение интенсивности каждого цвета соответствует повышению намагниченности пород. Например, слабомагнитные габбро окрашиваются в светло-зеленый цвет, магнитные — в зеленый, сильномагнитные — в темно-зеленый. Различие в генетических типах пород отражается разными штриховыми знаками.

Все выделенные и нацесенные на карту группы пород индексируются. В индексе группы пород указывают: значение магнитного параметра — русскими буквами (см. табл. 2); состав пород — греческими буквами, принятыми в петрографии; возраст пород — индексами цифровыми ($AR - 1$, $PR - 2$, $PR_2 - 3$ и т. д.) или принятыми для геологических карт района (геохронологическими). Например, андезитовые порфириты девонского возраста, обладающие значениями χ в интервале $(300 \div 700) \cdot 10^{-6}$ СГС, можно обозначить индексом $B - \alpha D$.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПЕТРОМАГНИТНЫХ КАРТ

В методическом плане составление петромагнитных карт целесообразно проводить в следующем порядке.

1. Определяют намагниченность пород по данным измерения χ всех образцов и измерения I_n части их (около 10 % всего количества), рассчитывают I по графикам аэро- и назем-

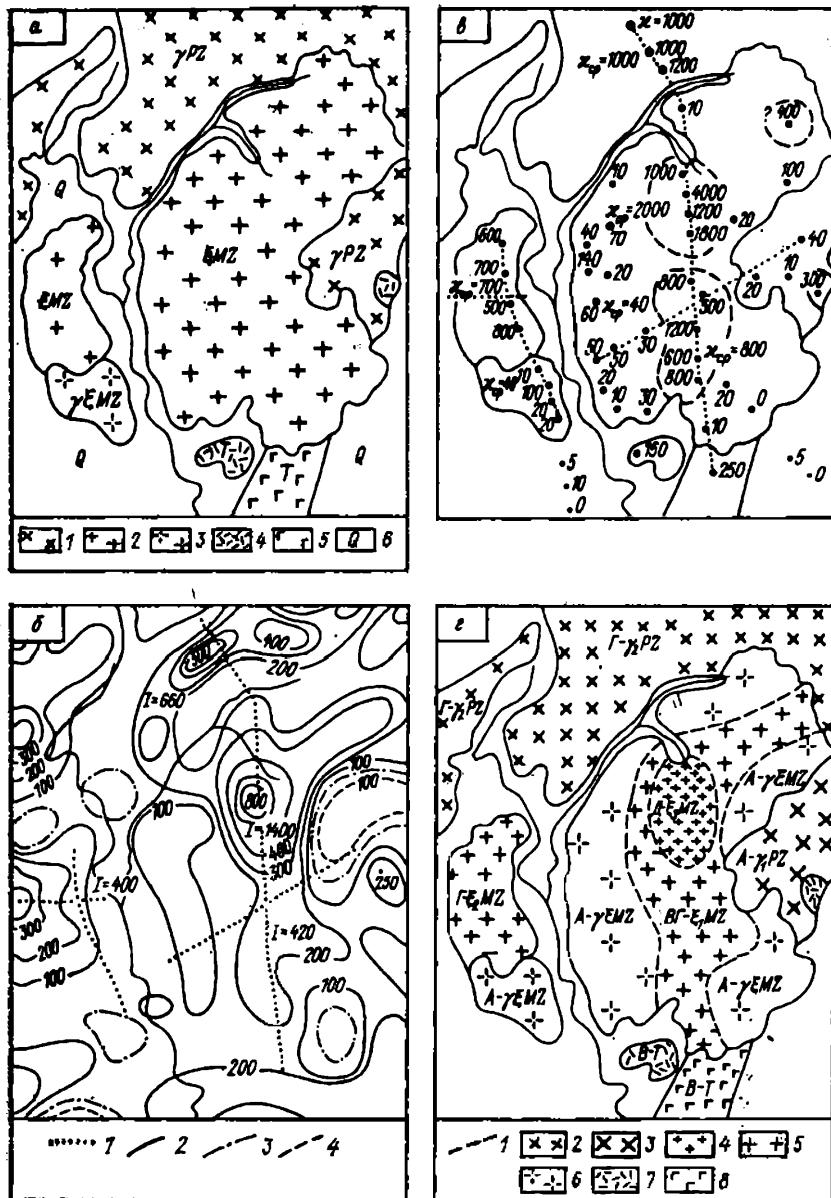


Рис. 14. Картирование гранитоидов по петромагнитным данным (район Забайкалья).

1 — геологическая карта.

2 — γPZ — гранитоидный комплекс палеозоя, биотит-рогоовообманковые и биотитовые граниты; 3 — γEMZ — субшелочайный комплекс мезозоя, сиениты, кварцевые сиениты; 4 — $\gamma \gamma EMZ$ — лейкократовый комплекс мезозоя, лейкократовые граниты, граносиениты; 5 — вулканогенный комплекс триаса: 4 — ортофирлы, кератофирлы, фельзитпорфирлы; 5 — трахкандезиты, трахизазалиты; 6 — четвертичные отложения.

ных магнитных карт и проводят статистическую обработку всех данных.

2. Выделяют петромагнитные группы горных пород по совокупности следующих признаков: значениям и статистическим характеристикам магнитных параметров, генетическому типу, составу и возрасту пород, а также по распространению пород с определенными свойствами. Анализируют по вариационным кривым и составу однородность стратиграфических единиц, комплексов и т. д. Если показанные на геологической карте одни и те же образования по магнитным свойствам являются различными, то статистические характеристики вычисляют не для всего массива (толщи), а для его отдельных участков, где χ и I меняются в пределах выбранных интервалов группирования.

Пространственное положение различных петромагнитных групп пород определяется по данным фактически измеренных значений магнитных свойств образцов, геофизическим, геологическим и формационным картам. Особенно важно при этом использовать карты аномального магнитного поля (ΔT)_а. Надежная привязка магнитных аномалий к определенным группам пород по данным измерения магнитных свойств образцов и сопоставления расчетных и измеренных значений намагниченности позволяет во многих случаях по данным аэромагнитной съемки уточнять границы различных геологических образований.

3. В результате петрофизических исследований и анализа карт, как геологических, так и геофизических, составляют план фактических данных χ и I пород, на котором проводят границы выделенных петромагнитных групп.

4. Параллельно с планом фактических данных составляют геологическую основу петромагнитной карты. На ней показывают петрографические группы пород с подразделением по генетическим типам, составу и возрасту.

5. На последнем этапе план фактических данных χ и I пород совмещается с геологической основой. Границы петромагнитных групп на плане и петрографических групп на основе в принципе должны совпадать. При несовпадении границ пересматривают все данные, т. е. выполняют повторные петрографические определения, более детальную статистическую об-

б — карта (ΔT)_а.

1 — линии опорных петрофизических профилей; *2—4* — изодинамы, гамма: *2* — положительные; *3* — нулевые; *4* — отрицательные; намагниченность пород *I* (10^{-8} СГС) определена по графикам (ΔT)_а.

5 — план фактических данных.

Магнитная восприимчивость, 10^{-8} СГС: *χ* — образцов, *χ_{ср}* — средняя петромагнитных групп горных пород.

6 — петромагнитная карта.

7—10 — уточненные по петромагнитным данным геологические границы; *2, 3* — гранитоидный комплекс палеозоя; *4—6* — субшелочная комплекс мезозоя; *7, 8* — вулканогенный комплекс триаса (см. рис. *a*, усл. *4, б*).

работку материалов по χ и I и т. д. (например, если на отдельных участках района отсутствуют данные о восприимчивости χ пород, границы петромагнитных групп проводят и уточняют по картам аномального магнитного поля).

После увязки и анализа плана фактических данных и геологической основы на эту основу наносят исправленные и уточненные границы петромагнитных групп горных пород и проставляют индексы интервалов χ или I , состава и возраста геологических образований.

Пример составления петромагнитной карты и картирования гранитоидов приведен на рис. 14.

В настоящее время изданы региональные петромагнитные карты геологических формаций территории СССР масштаба 1 : 10 000 000 и восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 1 000 000. Последняя может служить наглядным примером того, как изучение петрофизических характеристик пород (магнитной восприимчивости и плотности) помогло внести корректировки в формационное подразделение, строение, дифференциацию и латеральное распространение разных толщ и комплексов, относящихся к очень сложным по составу и метаморфизму образованиям докембрия. Более подробно это изложено в объяснительной записке к картам.

СКАЛЯРНЫЕ МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

В зависимости от решаемых задач магнитные исследования осадочных формаций могут вестись в разных направлениях:

- 1) определение магнитных свойств пород в зонах околоврудных изменений и близ залежей углеводородов с поисковыми целями;
- 2) изучение геохимии палеобассейнов с выделением фаций по минералам-индикаторам, меняющим свои магнитные свойства в процессе нагрева;
- 2) местные и региональные стратиграфические корреляции, основанные на магнитной дифференциации осадочных толщ;
- 4) палеогеографические и палеотектонические реконструкции и анализ условий осадконакопления в отдельные отрезки геологического времени.

Каждое из перечисленных направлений по-своему важно и интересно для геолога-съемщика и заслуживает самостоятельного анализа. Здесь мы ограничимся оценкой возможностей данных каппа-метрии для палеогеографических реконструкций.

Известно, что интенсивность намагниченности горных пород и ее вариации прежде всего зависят от состава и концентра-

ции магнитных минералов и от их возможных вторичных изменений. Экспериментально установлено, что эта зависимость отчетливо проявляется в магнитных разностях горных пород, магнитная восприимчивость которых превышает $(15 \div 20) \cdot 10^{-6}$ СГС. В слабомагнитных отложениях вариации значений χ во многом диктуются составом парамагнитных компонентов и их количественными соотношениями с диамагнетиками. Поскольку магнитные свойства пород определяются их вещественным составом, то эти свойства в той или иной мере зависят от направленности процессов осадконакопления, а опосредованно — и от характера тектонических движений в областях сноса и аккумуляции. Таким образом, анализ скалярных магнитных характеристик осадочных пород является, по существу, специфической разновидностью фациально-минералогического анализа.

Геологическая интерпретация данных магнитометрии базируется на ряде сравнительно простых исходных посылок, связанных с основами фациального метода. Суть их сводится к следующему.

1. Магнитная дифференциация осадочных толщ по разрезу однозначно указывает на существенные изменения условий седиментации в отдельные отрезки геологического времени.

2. Границы толщ с различной намагниченностью являются естественными плоскостями раздела, фиксирующими фациальные сдвиги в областях аккумуляции и изменения тектонической обстановки в областях сноса.

3. Появление в разрезах толщ повышенной магнитности может рассматриваться как показатель активизации восходящих тектонических движений в сопредельных складчатых областях.

4. В общем случае намагниченность осадочных пород закономерно снижается с удалением от источников сноса. Однако в условиях континентального седиментогенеза пространственное распределение магнитоактивной фракции зачастую определяется чисто местными факторами: живой силой речных потоков, придонными течениями в водоемах, рельефом дна палеобассейнов и т. д. Сложные фациальные обстановки в зонах аккумуляции нередко фиксируются быстрыми изменениями скалярных магнитных характеристик пород.

Для иллюстрации возможностей использования магнитных данных при палеогеографических реконструкциях рассмотрим данные изучения верхнепермских и триасовых красноцветных формаций северных и юго-восточных районов Русской платформы и Предуральского краевого прогиба. Фактический материал был собран в процессе палеомагнитных исследований в Южном Приуралье, Тимано-Печорской области и Юго-Западном Притиманье, где в общей сложности было обследовано

около 300 естественных разрезов и скважин и выполнено более 40 тыс. измерений магнитной восприимчивости пород.

Южное Приуралье. Красноцветные формации верхней перми и триаса Южного Приуралья чрезвычайно разнообразны по магнитным параметрам и отличаются значительными колебаниями величин I_n и χ . Систематизация данных показала, что петрографические особенности терригенных толщ мало сказываются на их магнитных характеристиках. Однотипные литологические напластования нередко сильно отличаются по значениям I_n и χ , в то же время отложения разного гранулометрического состава зачастую идентичны по магнитным свойствам.

Более отчетливо проявлена связь между магнитной дифференциацией пород и их принадлежностью к различным структурно-фацальным зонам. В частности, верхняя пермь юго-восточной части Русской платформы и западной зоны Предуральского прогиба повсеместно представлена слабомагнитными образованиями. Для бассейновых алевролитово-глинистых фаций средние значения I_n и χ составляют соответственно $7 \cdot 10^{-6}$ СГС и $18 \cdot 10^{-6}$ СГС, в толщах аллювиальных песчаников $I_{n,ср}=9 \cdot 10^{-6}$ СГС, $\chi_{ср}=17 \cdot 10^{-6}$ СГС (далее значения I_n и χ даются также в единицах СГС).

Самостоятельную литомагнитную область образует центральная часть Предуральского краевого прогиба, выполненная мощной толщей красноцветных алевролитов и глин с чрезвычайно интенсивной намагниченностью. Полоса сильномагнитных осадков вытянута субмеридионально вдоль осевой части прогиба, ширина ее колеблется в пределах 40–50 км. Модальные значения I_n в этой зоне составляют $(40 \div 90) \cdot 10^{-6}$, $\chi=(300 \div 400) \cdot 10^{-6}$. У значительной части слоев (20–25 % мощности разреза) I_n достигает $(150 \div 300) \cdot 10^{-6}$, а χ возрастает до $(500 \div 700) \cdot 10^{-6}$. В восточной части прогиба большая часть красноцветов обладает сравнительно умеренной магнитностью ($\chi_{ср}=27 \cdot 10^{-6}$), хотя в отдельных разрезах встречаются довольно мощные пачки пород, где χ варьирует от $140 \cdot 10^{-6}$ до $500 \cdot 10^{-6}$. Минералогическими анализами установлено, что интенсивная намагниченность пород центральной зоны обусловлена высокими (до 3–5 %) содержаниями обломочных зерен магнетита и мельчайшими обломками диабазов, габбро и серпентинитов.

Самые верхние горизонты перми Южного Приуралья повсеместно слабомагнитны. В западной части Предуральского прогиба и на платформе средние значения I_n и χ в верхнетатарском подъярусе равны соответственно $8 \cdot 10^{-6}$ и $29 \cdot 10^{-6}$, на юге центральной зоны $I_{n,ср}=5 \cdot 10^{-6}$, $\chi_{ср}=25 \cdot 10^{-6}$, в верхнетатарских молассах восточной зоны $I_{n,ср}=9 \cdot 10^{-6}$ при $\chi_{ср}=34 \times 10^{-6}$. Исключением является лишь район Урало-Сакмарского водораздела, где основная часть пород верхнетатарского подъ-

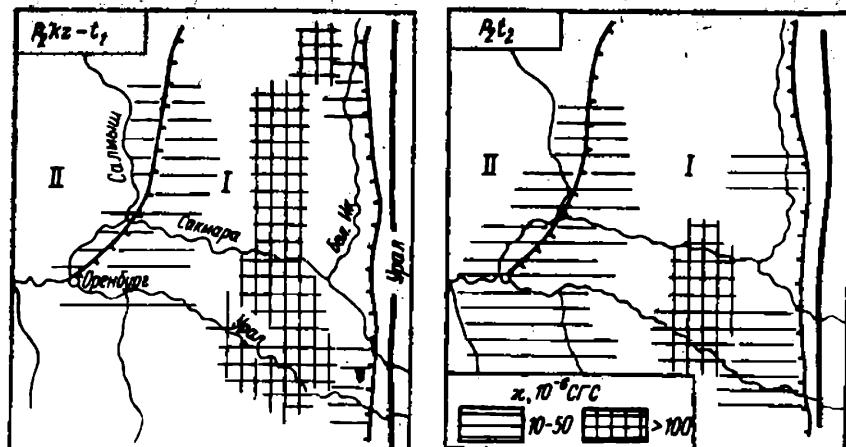


Рис. 15. Петромагнитная схема верхнепермских отложений Южного Приуралья.

I — Предуральский краевой прогиб; II — Русская платформа.

яруса сохраняет интенсивную намагниченность: $I_{n\text{ cp}} = 20 \cdot 10^{-6}$, $x = (90 \div 200) \cdot 10^{-6}$.

Что касается аллювиальных песчаников ветлужской серии нижнего триаса, то в западной части прогиба средние значения I_n и x составляют в них $11 \cdot 10^{-6}$ и $63 \cdot 10^{-6}$, соответственно в центральной зоне $I_{n\text{ cp}} = 11 \cdot 10^{-6}$, $x_{\text{cp}} = 55 \cdot 10^{-6}$. Верхи нижнего триаса (баскунчакская серия) в северной части Оренбургского Приуралья представлены слабомагнитными напластованиями: $I_n = (4 \div 12) \cdot 10^{-6}$, $x = (20 \div 40) \cdot 10^{-6}$; южнее в прибрежной зоне Прикаспийской впадины средние значения I_n в глинах возрастают до $24 \cdot 10^{-6}$ при $x_{\text{cp}} = 70 \cdot 10^{-6}$, а более 20 % песчаников имеют x в пределах $(150 \div 200) \cdot 10^{-6}$. Среднетриасовые пестроцветные глины донгузской и букобайской свит характеризуются повсеместно слабой намагниченностью ($I_{n\text{ cp}} = 4 \cdot 10^{-6}$, $x_{\text{cp}} = 29 \cdot 10^{-6}$), хотя в песчаниках из основания седиментационных ритмов I_n достигает $(25 \div 30) \cdot 10^{-6}$ при $x = (120 \div 140) \times 10^{-6}$.

Особенности стратиграфической и пространственной дифференциации пермо-триасовых формаций по их магнитным характеристикам (рис. 15, 16) вполне закономерны и отражают изменения физико-географической обстановки во времени и в пространстве. Как известно, с регрессией казанского моря Южное Приуралье превратилось в обширную озерно-аллювиальную равнину со сложными и неустойчивыми условиями седиментации. Хорошо проявленная меридиональная зональность в распределении сильно- и слабомагнитных толщ свидетельствует, что в конце казанского века Предуральский прогиб уже существовал как сложная морфоструктура, глубоко погруженная в своей средней части.

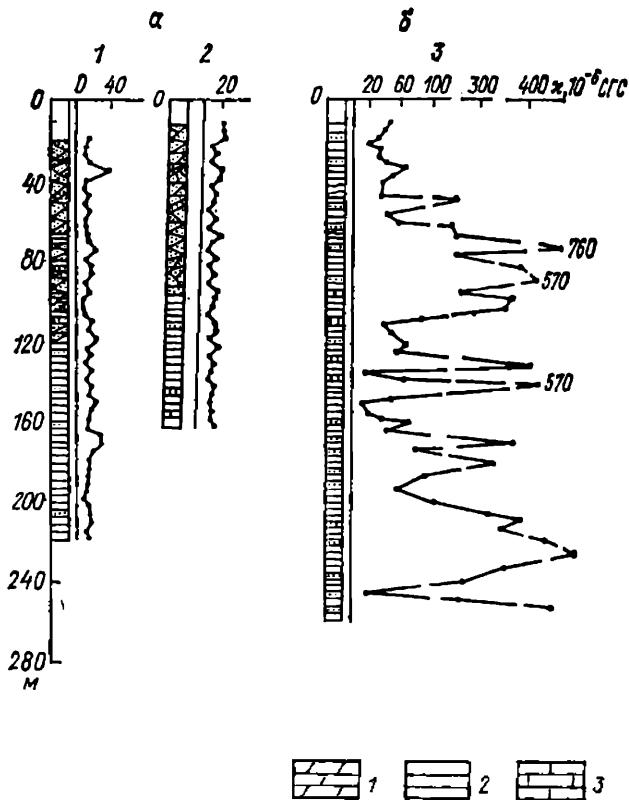


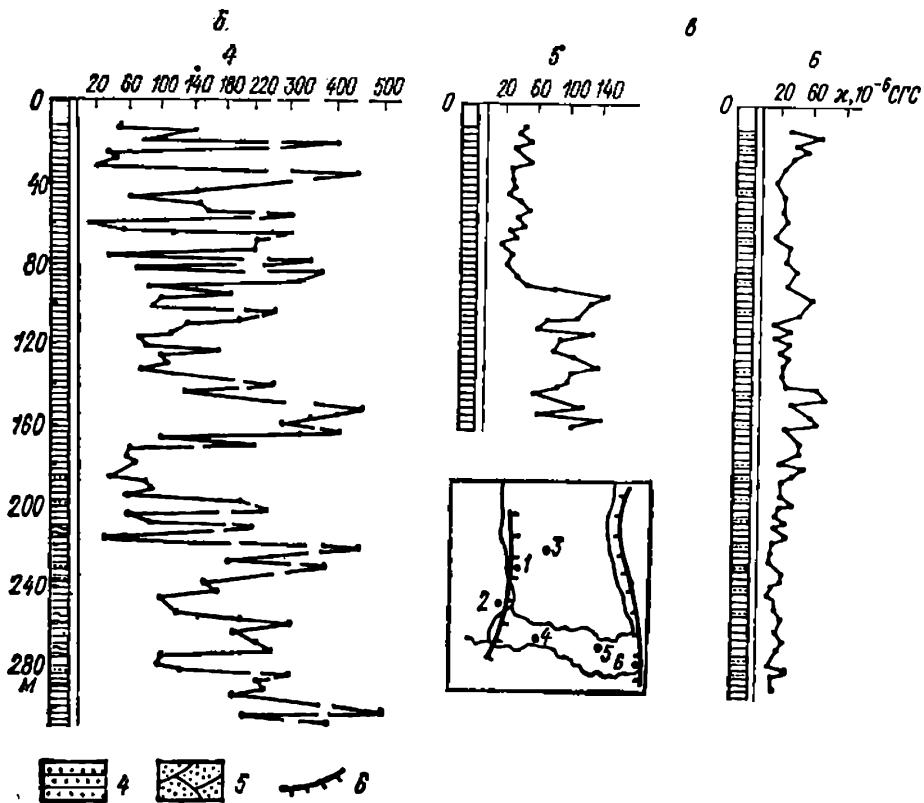
Рис. 16. Магнитная восприимчивость верхнепермских отложений южной части Предуральского краевого прогиба.

Зоны: а — западная; б — центральная; в — восточная.

Опорные разрезы: 1 — Сакмары-Броды; 2 — Майорское; 3 — Давлекулов; 4 — Вязовка; 5 — Желтое; 6 — Верхнеозерное.

1 — мергеля доломитизированные; 2 — глины, аргиллиты; 3 — известняки; 4 — пески; 5 — пески косослоистые; 6 — границы Предуральского краевого прогиба.

Седиментация в центральной зоне проходила, видимо, в условиях недостаточной компенсации, что способствовало активному осаждению тяжелых рудных зерен и локализации сильно-магнитных толщ в сравнительно узкой полосе. Основным поставщиком магнитного материала в поздней перми служили зеленокаменные формации Восточного склона Урала, мелкообломочный материал которых в изобилии рассеян в красноцветных толщах центральной части прогиба. Таким образом, центральная часть Предуральского прогиба вплоть до середины татарского века служила естественной ловушкой, препятствовавшей переносу тяжелых фракций в западные районы. Этим обстоятельством логичнее всего и объясняется повсеместная низкая намагниченность верхнепермских пород в запад-



ной части прогиба и в прилегающих районах Русской платформы.

Невысокая намагниченность верхнепермских отложений восточной зоны Предуральского прогиба была обусловлена, видимо, крутым наклоном предгорной палеоравнины и горным характером пермских рек. Все это создавало неблагоприятную обстановку для накопления рудной фракции, которая проносила транзитом через область предгорий и аккумулировалась в водоемах центральной зоны. Накопление сильномагнитных осадков в восточной части прогиба проходило лишь на локальных погруженных участках, формирование которых было тесно связано с блоковыми подвижками в районах соляных куполов (одна из местных ловушек подобного типа отчетливо фиксируется на р. Накыз, близ с. Бекечево).

Во второй половине татарского века ландшафтная обстановка в Южном Приуралье претерпела существенные изменения. Согласно палеогеографическим реконструкциям здесь образовался крупный эпиконтинентальный бассейн с гидродинамическим режимом, близким к морскому. Прибрежная часть

водоема тяготела к району современного Урало-Сакмарского водораздела. Интенсивная намагниченность осадков лимано-дельтовой зоны свидетельствует об активном осаждении в ее пределах тяжелых железистых минералов, приносимых пермскими реками с севера и востока. Южнее, по мере движения к центральной части палеобассейна магнитность верхнетатарских отложений повсеместно ослабевает.

В раннем триасе, судя по относительно слабой намагниченности аллювиальных песчаников ветлужской серии, зеленокаменная полоса Восточного Урала перестала фигурировать как источник активного сноса. Этот вывод вполне согласуется с данными В. П. Твердохлебова [1964 г.] о вещественном составе гальки в конгломератах нижнего триаса. В них доминируют кремнистые сланцы, кварциты, известняки и песчаники, характерные для докембрийских образований зоны Уралтау и карбонатных толщ Западного склона Урала. Галька зеленокаменных пород известна лишь в конгломератах самых южных частей прогиба, причем ее содержание не превышает 10 %.

В баскунчакский век пространственное распределение тяжелых магнитных фракций во многом определялось, видимо, динамическим подпором бодгинского моря из района Прикаспийской синеклизы. Этим воздействием, скорее всего, и объясняется быстрый рост намагниченности в областях южной «приморской» зоны.

В среднем триасе в связи с общей тектонической стабилизацией и образованием Зауральского пленена поступление магнитного материала в Приуралье резко сокращается, что отчетливо фиксируется чрезвычайно слабой магнитностью пестроцветных озерных глин донгусской и букобайской свит.

Юго-Западное Притиманье (бассейны рек Мезень и Вычегда). Материалы по Юго-Западному Притиманью позволяют сравнительно полно оценить магнитные свойства осадочного чехла начиная с основания казанского яруса. Глинисто-карбонатная морская толща казанского возраста на большей части описываемой территории характеризуется очень низкой магнитностью и имеет χ в пределах $(2 \div 5) \cdot 10^{-6}$ при максимальных значениях $(8 \div 10) \cdot 10^{-6}$. На общем слабомагнитном фоне резко выделяются прибрежно-морские полимиктовые песчаники чевьюсской свиты, распространенные в бассейне р. Вымь и в верховьях р. Мезень. Магнитная восприимчивость этих пород колеблется в пределах $(150 \div 300) \cdot 10^{-6}$, достигая иногда $(400 \div 500) \cdot 10^{-6}$.

Татарский ярус Притиманья по скалярным магнитным характеристикам отчетливо подразделяется на три части (рис. 17). Нижняя часть разреза в объеме верхнекимженских и нисогорских слоев отличается в общем умеренной магнитностью: $I_n = (5 \div 6) \cdot 10^{-6}$, $\chi = (20 \div 25) \cdot 10^{-6}$. Средняя толща, отвечающая ценогорской и подгорьевской пачкам, по

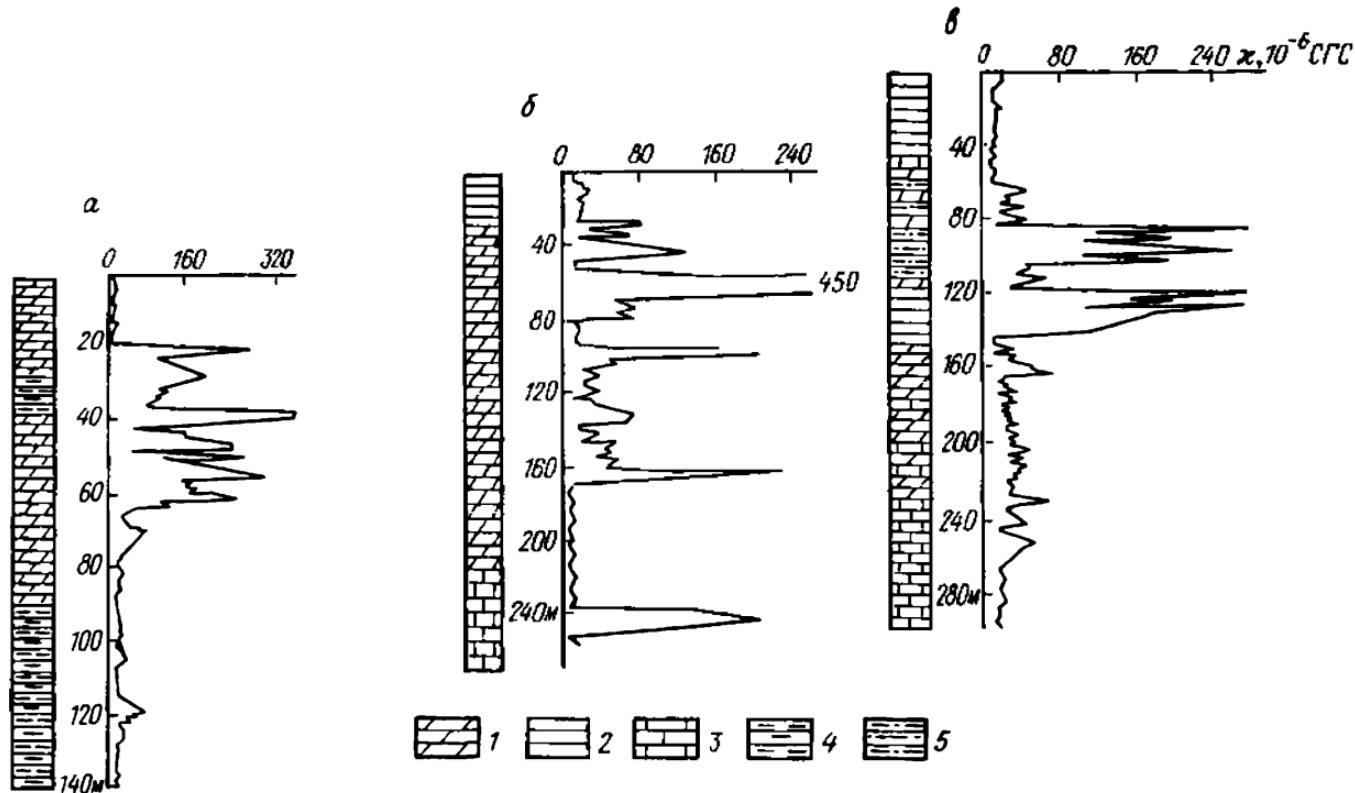


Рис. 17. Магнитная восприимчивость татарских отложений Юго-Западного Притиманья.

а — нижнее течение р. Мезень; б — р. Выма; в — среднее течение р. Мезень.

1 — мергели доломитизированные; 2 — глины, аргиллиты; 3 — известняки; 4 — алевролиты; 5 — алевролиты песчаные.

М. А. Плотникову [1964 г.], характеризуется интенсивной намагниченностью. В бассейне нижнего течения Мезени многие породы из этого интервала имеют I_n в пределах $(100 \div 400) \times 10^{-6}$, $\chi = (300 \div 800) \cdot 10^{-6}$. На востоке, в бассейне р. Вымь и верховьях р. Мезень магнитная восприимчивость данных слоев варьирует в интервале $(150 \div 200) \cdot 10^{-6}$ при $I_n = (60 \div 80) \cdot 10^{-6}$. Белоцельские слои, венчающие разрез татарского яруса, характеризуются слабой намагниченностью. В сероцветных алевролитах и глинах $I_n = 3 \cdot 10^{-6}$, $\chi_{ср} = 11 \cdot 10^{-6}$; в красноцветных слоях эти параметры соответственно возрастают до $7 \cdot 10^{-6}$ и $20 \cdot 10^{-6}$.

Трехчленное литомагнитное подразделение татарского яруса отчетливо проявлено лишь в полосе, примыкающей к Тиманскому кряжу. Южнее, в бассейнах рек Луза, Вычегда и Большая Северная Двина верхняя пермь характеризуется равномерной и слабой намагниченностью: $I_n = (2 \div 5) \cdot 10^{-6}$, $\chi = (10 \div 20) \cdot 10^{-6}$.

Нижнетриасовый комплекс Притиманского района отличается от верхних горизонтов перми сравнительно высокой магнитностью (рис. 18). На востоке, в бассейнах рек Вымь и Вычегда разрез, триаса представлен озерно-аллювиальными глинами и песчаниками, магнитная восприимчивость которых варьирует в пределах $(60 \div 150) \cdot 10^{-6}$; в более верхних горизонтах она уменьшается до $(20 \div 30) \cdot 10^{-6}$. Западнее, в бассейне р. Мезень в низовьях р. Вычегда триас начинается пачкой слабомагнитных глин [$\chi = (10 \div 15) \cdot 10^{-6}$] мощностью от 20 до 60 м, близкой по литологии и магнитным характеристикам к подстилающей толще верхней перми. Более верхние горизонты в этих разрезах также отличаются сравнительно высокой магнитностью: $I_n = (15 \div 30) \cdot 10^{-6}$, $\chi = (8 \div 150) \cdot 10^{-6}$.

Имеющиеся данные могут быть использованы для суждения об условиях седиментации начиная с казанского века, когда обширная морская трансгрессия охватила всю территорию Притиманья. Судя по вещественному составу и магнитным характеристикам пород, седиментация в начальный период казанской трансгрессии протекала в достаточно сложных условиях. Прибрежная зона морского бассейна располагалась в юго-восточной части Притиманья, где шло накопление сильномагнитных песчаников чевьюсской свиты, насыщенных обломочным магнетитом; по данным минералогического анализа магнетит слагает более 95 % объема тяжелой фракции. В сочетании с текстурными особенностями пород это может служить указанием на то, что чевьюсская свита формировалась в пляжной зоне при длительном естественном шлиховании осадков. Вытянутая в субмеридиональном направлении, узкая полоса сильномагнитных песчаников довольно отчетливо фиксирует конфигурацию береговой линии казанского моря. К западу от нее намагниченность морских отложений быстро ослаб-

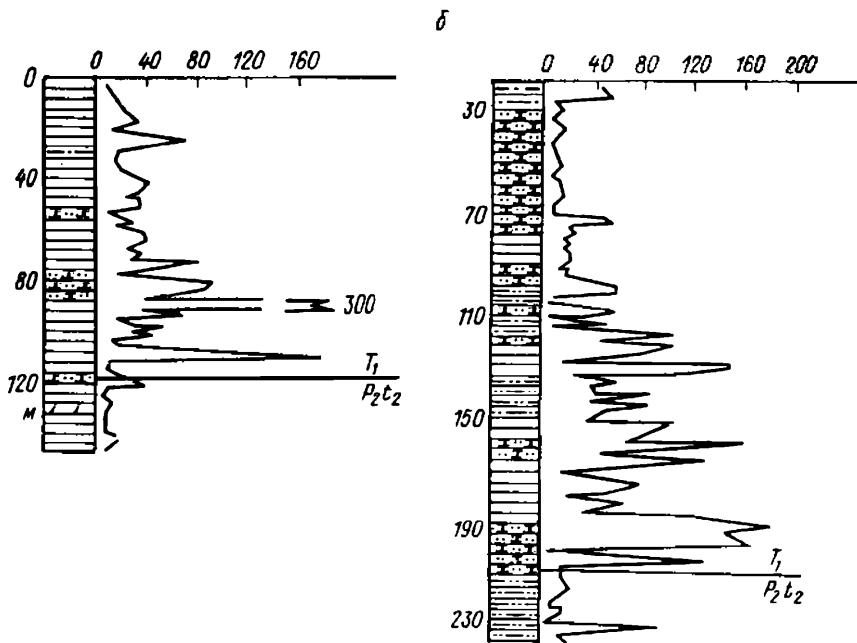
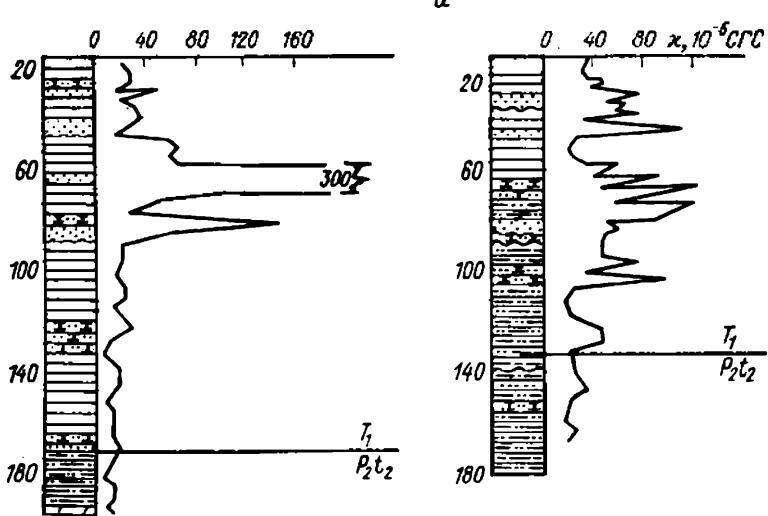


Рис. 18. Магнитная восприимчивость нижнетриасовых отложений Юго-Западного Притиманья (усл. обозначения см. на рис. 16).
а — западная зона (бассейн р. Мезень, нижнее течение р. Вычегда); *б* — восточная зона (бассейн р. Вымь, верхнее течение р. Вычегда).

бевает. Тяжелая фракция пород центральных частей бассейна обеднена магнетитом и насыщена минералами с относительно низкой плотностью: амфиболами, глауконитом, эпидотом.

В конце казанского века условия седиментации постепенно выравниваются и вся описываемая территория превращается в область аккумуляции слабомагнитных морских напластований (рис. 19). С отступлением казанского моря в Притиманье возникает обширный сильно минерализованный бассейн, где накапливалась монотонная красноцветная толща доломитизированных алевролитов и глин. Терригенный материал поступал сюда за счет размыва местных пород и архейского гранитогнейсового комплекса Балтийского щита. Последнее подтверждается высокими концентрациями граната, кварца, полевых шпатов в верхнекимженских и нисогорских слоях. Однообразная фациальная обстановка и низкая железистость пород в областях денудации определили регионально слабую намагниченность пород уржумского горизонта в бассейне р. Мезень.

Новый этап позднепермской седиментации связан с активизацией тектонических движений на Среднем и Южном Тимане в конце раннетатарского века. Территория кряжа в этот период стала источником активного сноса. Размыв магнетитовых сланцев кислоручейской свиты и девонских базальтов при массовом переносе тонкодисперсного магнитоактивного материала способствовал быстрому накоплению толщи сильно-магнитных пород, которая сформировала обширный шлейф, протянувшийся более чем на 500 км вдоль юго-западного склона Тимана. Ширина его не превышает обычно 150—200 км, но в зонах устойчивых подводных течений узкие полосы сильно-магнитных пород тянутся далеко на юг, вплоть до водораздела рек Луза и Вычегда. Во второй половине татарского века снос с территории Тимана постепенно ослабевает и практически полностью прекращается в белоцельское время, что фиксируется очень низкой магнитностью белоцельских слоев.

Раннетриасовая палеогеография в Притиманье отмечена формированием крупной озерно-аллювиальной равнины. Этот процесс, тесно связанный с блоковыми воздыманиями Тимана и превращением его в область денудации, существенно повлиял на условия осадконакопления и, как следствие, на магнитные характеристики пород. Судя по пространственному расположению нижнетриасовых толщ разной магнитности, активный снос материала прежде всего начался с территории Южного Тимана. Районы, примыкающие к Среднему Тиману, в начале раннего триаса оставались изолированными от тиманских источников сноса, вследствие чего формирование нижних горизонтов ветлужской серии происходило здесь за счет переноса слабомагнитных верхнепермских толщ. В середине ветлужского века условия седиментации постепенно выравниваются и все Притиманье, за исключением, видимо, лишь самых

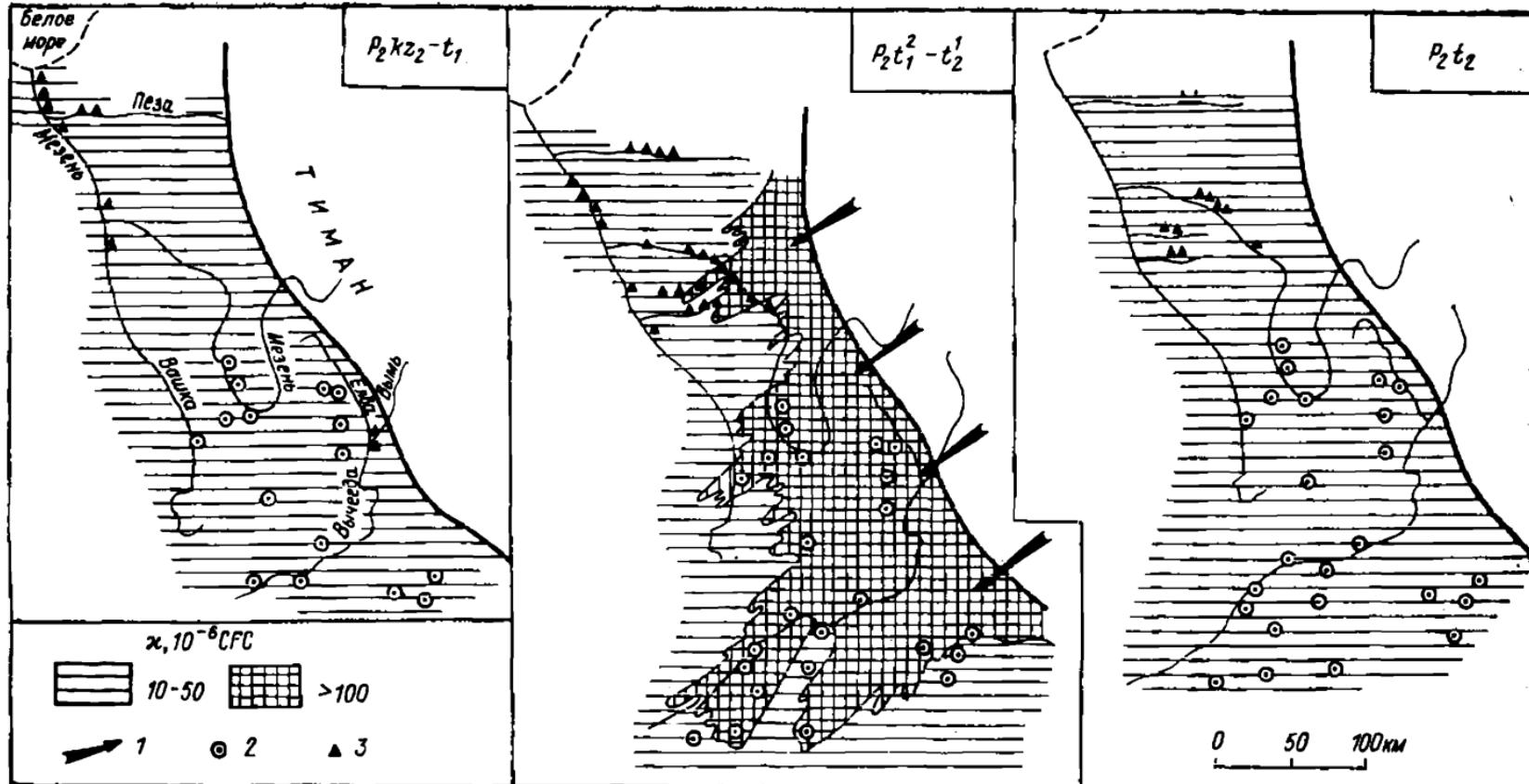


Рис. 19. Петромагнитные схемы верхнепермских отложений Юго-Западного Притиманья.
 1 — направление сноса; 2 — опорные скважины; 3 — опорные разрезы.

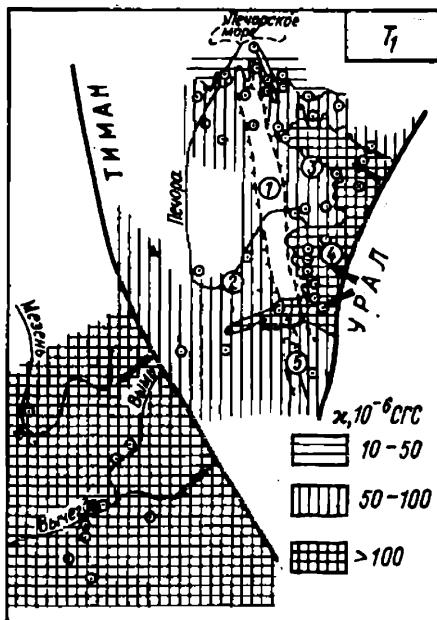
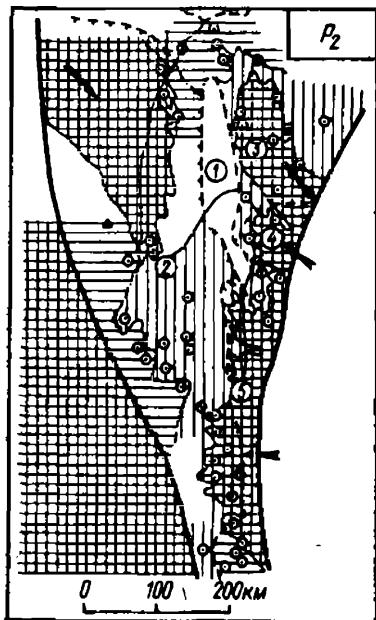


Рис. 20. Петромагнитные схемы верхнепермских и нижнетриасовых отложений Тимано-Печорской провинции.

1 — Печорская гряда; впадины, 2 — Печорская, 3 — Денисовская, 4 — Большесынинская, 5 — Верхнепечорская; остальные усл. обозначения см. на рис. 19.

северных участков, превращается в зону накопления сильно-магнитных осадков озерно-аллювиального типа.

Тимано-Печорская область. Верхняя пермь и триас этой обширной территории представлены мощным (до 4000 м) сложно построенным терригенным комплексом с самыми разнообразными магнитными характеристиками. Тем не менее в пространственном распределении пород разной магнитности отчетливо выражена одна общая тенденция, которая заключается в быстром падении общего уровня намагниченности с востока на запад — с удалением от области складчатого Урала (рис. 20).

В Предуральском прогибе, в пределах Верхнепечорской впадины магнитная восприимчивость значительной части верхнепермских отложений достигает $(100 \div 300) \cdot 10^{-6}$; в Большесынинской и Денисовской впадинах она составляет $(180 \div 200) \cdot 10^{-6}$. Восточный склон Печорской гряды сложен магнитоконтрастными толщами, в которых χ меняется от $5 \cdot 10^{-6}$ до $400 \cdot 10^{-6}$ при $\chi_{cp} = (140 \div 160) \cdot 10^{-6}$. К западу от Печорской гряды повсеместно развиты породы с умеренной намагниченностью. В центральной части Ижма-Печорской впадины маг-

нитная восприимчивость колеблется от $50 \cdot 10^{-6}$ до $100 \cdot 10^{-6}$; западнее, близ Тиманского кряжа, она уменьшается до $(10 \div 50) \cdot 10^{-6}$. Северная часть Ижма-Печорской владины выполнена толщей сильномагнитных отложений ($\chi > 100 \cdot 10^{-6}$), протянувшихся широкой полосой юго-восточного простирания от Северного Тимана по направлению к Печорской гряде.

Магнитная дифференциация отложений нижнего триаса обнаруживает в общем сходные закономерности. В пределах Денисовской и Большесынинской владин и на восточном склоне Печорской гряды магнитная восприимчивость пород варьирует в широких пределах: от $(10 \div 20) \cdot 10^{-6}$ до $(600 \div 800) \cdot 10^{-6}$, причем во многих интервалах разреза преобладают породы с $\chi = (150 \div 200) \cdot 10^{-6}$. К западу от Печорской гряды, в пределах Ижма-Печорской владины значения χ в нижнем триасе не превышают $(10 \div 50) \cdot 10^{-6}$ СГС, и лишь в юго-восточной ее части у окончания Печорской гряды известны напластования с $\chi > 100 \cdot 10^{-6}$.

Судя по конфигурации площадных петромагнитных схем, многие особенности позднепермского и триасового осадконакопления в Тимано-Печорской провинции были обусловлены развитием Северного Урала и Пай-Хоя. Главной естественной ловушкой, аккумулировавшей основную массу тяжелого магнитного материала, служил глубоко погруженный Предуральский прогиб. Локализованная в его пределах толща сильномагнитных пород протянулась узкой (30—40 км) полосой вдоль Западного склона Урала на расстояние более чем 700 км. Естественным барьером на западе служила Печорская гряда, препятствовавшая распространению сильномагнитного материала в Юго-Восточное Затиманье. Средний и Южный Тиман, судя по слабой магнитности пермо-триасовой толщи в западной части Печорской синеклизы, не были активными поставщиками терригенного материала.

Северный Тиман в поздней перми являлся областью интенсивной денудации. Свидетельством тому служит крупное поле сильномагнитных красноцветных пород, насыщенных магнетитом и мелкими обломками девонских базальтов, которое протянулось более чем на 200 км от Тимана в сторону Печорской гряды. От сильномагнитной толщи, генетически связанный с Предуральским прогибом, оно отделено широкой полосой пород со слабой и умеренной намагниченностью.

Условия седиментации в раннем триасе во многом остаются унаследованными. Накопление сильномагнитных осадков продолжалось в основном в зоне Предуральского краевого прогиба; снос материала с Тимана, видимо, имел, второстепенное значение и не сказался существенно на магнитности триасовой толщи к западу от Печорской гряды. В конце раннего и в среднем триасе размытие магматических пород и снос магнитного материала из горных областей резко сокращаются, что четко

фиксируется ослаблением магнитности верхних горизонтов осадочного чехла.

Анализ материалов массовой каппа-метрии дает основание для следующих выводов.

1. Высокая магнитность пород в разрезах Предуральского прогиба служит прямым указанием на активный и непрерывный размыв магматических пород Северного Урала в течение поздней перми и первой половины раннего триаса.

2. Предуральский прогиб и Печорская гряда существовали в это время как отчетливо выраженные крупные морфоструктуры, контролировавшие процессы осадконакопления на обширных площадях.

3. Спад тектонической активности Урала, судя по прекращению сноса «уральского» магнитного материала в зону прогиба, приходится на середину раннего — начало среднего триаса.

4. Активизация тектонических движений на Тимане, в отличие от Урала, проявлялась сравнительно краткими импульсами. Один из них приходится на середину татарского века, второй — на первую половину раннего триаса. Как следствие, сильномагнитные толщи в Юго-Западном Притиманье слагают сравнительно узкие стратиграфические интервалы.

5. Широкий и беспрепятственный разнос магнитного материала по акватории бассейна свидетельствует о выпложенном, равнинном рельфе Притиманского района в перми и триасе. В условиях горного палеорельефа Северного Приуралья накопление сильномагнитных осадков было локализовано в пределах узкой полосы, структурно связанной с центральной частью Предуральского прогиба.

6. На Северном Урале в перми и триасе устойчиво сохранялось западное направление сноса, на Тимане оно определялось характером блоковых движений. С Южного и Среднего Тимана сильномагнитные продукты размыва перемещались в юго-западном направлении; Северный Тиман в поздней перми активно поставлял материал на восток, в сопредельные районы Печорской синеклизы.

Обобщение материалов по магнетизму отложений верхней перми и триаса Европейского Севера СССР позволяет обсудить в нетрадиционном плане один из спорных вопросов региональной тектоники, связанный с развитием Тимана на рубеже палеозоя и мезозоя. Относительно тектонической позиции Тимана в этот период высказаны две точки зрения. В. А. Разницын [1964 г.] полагает, что область Тимана была покрыта морем во время казанской трансгрессии и морской режим сохранился здесь вплоть до конца перми. В триасе, несмотря на дифференцированные подвижки отдельных блоков, Тиман сохранил в общем тенденцию к погружению, благодаря чему основная масса терригенного материала поступала в Юго-

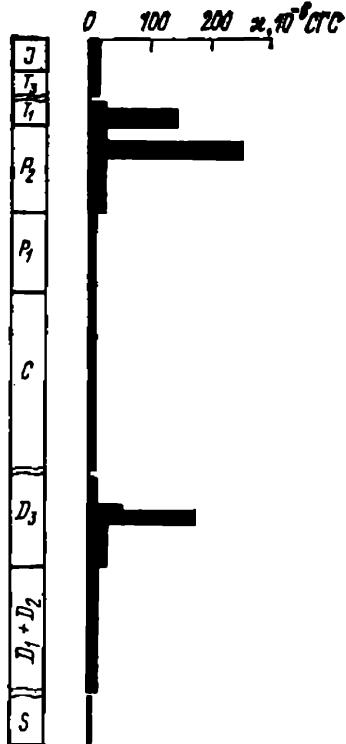
Рис. 21. Схематический магнитный разрез платформенного чехла Тимано-Печорской провинции.

Западное Притиманье с Урала, транзитом через Тиман. Противоположное мнение высказывает М. А. Плотников [1964 г.], который полагает, что Тиманский кряж в конце перми существовал как тектонически активная приподнятая зона, в пределах которой периодически возникали и подвергались размыву обширные участки суши.

Изложенные выше магнитометрические данные свидетельствуют, безусловно, в пользу второй концепции. Четкая локализация сильномагнитных толщ в пределах Предуральского прогиба однозначно указывает на то, что магнитный материал из зоны складчатого Урала практически не достигал восточного склона Тимана. Следовательно, формирование обширной зоны сильномагнитных слоев на равнинах Притиманья могло произойти только в моменты высокого стояния и активного размыва самого Тиманского кряжа.

Обобщение довольно многочисленных материалов по магнетизму осадочных пород Русской платформы показало, что хронологическая корреляция между накоплением сильномагнитных толщ и эпохами тектонической активизации в горных областях имеет универсальный характер. Схематизированный сводный магнитный разрез осадочного чехла, составленный по глубоким скважинам и опорным разрезам Европейского Севера СССР, Башкирии и Оренбуржья, достаточно наглядно иллюстрирует эту связь (рис. 21). Хорошо видно, как на общем слабомагнитном фоне сводного разреза четко выделяются по интенсивной намагниченности два стратиграфических интервала: верхнедевонский (франский) и верхнепермский — нижнетриасовый. Первый уровень хронологически соответствует раннегерцинской тектонической активизации; второй — наиболее активной позднегерцинской складчатости.

Несомненная информативность данных о магнитных свойствах пород для палеогеографических реконструкций ни в коей мере не уменьшает значения традиционных методов, на которых обычно базируются подобные построения.



3. МАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ ГОРНЫХ ПОРОД

ЗАМЕЧАНИЯ О НЕМАГНИТНЫХ МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

При изучении состава, структурных особенностей, размера зерен, вторичных изменений и других свойств железоокисных ферромагнитных минералов магнитный метод, как правило, должен дополнять определенный комплекс немагнитных методов исследования. Из немагнитных методов более всего применяются химический, рентгеноспектральный и рентгеноструктурный анализы, рудная и электронная микроскопия, а также ядерная гамма-резонансная спектроскопия (эффект Мессбауэра) на изотопе ^{57}Fe . Комплекс этих методов в принципе обладает весьма широкими возможностями.

Так, химические анализы на FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 при условии выделения чистой мономинеральной фракции позволяют оценить степень нестехиометрии титаномагнетитов, а электронное микрозондирование, не требуя выделения фракции, дает возможность изучить отдельные элементы и неоднородность их распределения в исследуемом зерне, определить внедренные в кристаллическую решетку примесные элементы. При помощи рудной и электронной микроскопии в принципе можно показать одно- или многофазность соединения, оценить степень нестехиометрии титаномагнетитов. Возможности метода ядерного гамма-резонанса заключаются в непосредственном получении фазового состава ферромагнитной фракции, в определении катионного распределения, выявлении характера магнитных превращений [Гендлер Т. С., Кузьмин Р. Н., 1973 г.].

Однако каждый из этих методов обладает и некоторыми недостатками. Так, использование химического, рентгеноструктурного, гамма-резонансного методов предполагает предварительное выделение мономинеральных фракций. Между тем, такое выделение далеко не всегда возможно; магнитные фракции оказываются «загрязненными» примесями немагнитных частиц, искажается процентное соотношение магнитных компонентов по сравнению с этим соотношением *in situ*, не выделяются мелкие фазовые неоднородности. Методы рудной и электронной микроскопии при изучении магнитных минералов, имеющих зачастую очень малые размеры зерен (например, в осадочных и некоторых эфузивных породах), оказываются

нечувствительными к очень низким концентрациям ферромагнетика на фоне парамагнитных железосодержащих минералов (требуется магнитная сепарация); производительность определяется при этом крайне низка.

Общий недостаток (с позиций магнетизма горных пород) всех немагнитных методов состоит в том, что по отношению к исследуемым минералам их определения имеют интегральный характер, т. е. «документируют наличие минерала вне связи с его магнитными свойствами и магнитным состоянием» [6], в то время как для многих прикладных задач, решаемых с помощью магнетизма горных пород, именно эта связь представляет наибольший интерес.

Отсюда следуют и основные преимущества магнитных методов исследования ферромагнитных минералов перед немагнитными.

1. Высокая избирательность, позволяющая исследовать включения магнитных минералов в породах без выделения фракции.

2. Высокая чувствительность, позволяющая диагностировать магнитные минералы при весьма малом их содержании в породе (например, магнетит — при объемной концентрации всего 0,01 %) и при весьма малом размере зерен (ограничений практически не существует).

3. Достаточная простота и высокая производительность, что дает возможность проводить массовые исследования в масштабах, труднодостижимых при использовании немагнитных методов.

ТЕМПЕРАТУРА КЮРИ И ТЕРМОМАГНИТНАЯ ДИАГНОСТИКА МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Магнитные минералы горных пород в отношении изучения их состава, структуры, степени гомогенности часто являются довольно трудными объектами для обычных методов минералогии (оптической и электронной микроскопии, рентгеноструктурного анализа и др.). Изучение магнитных свойств вещества позволяет ввести новые параметры и применить новые методы исследования, которые расширяют возможности определения состава и структуры магнитных минералов. Достоинством этих методов является то, что они не требуют выделения мономинеральных фракций. В этом разделе мы дадим лишь очень краткую характеристику существующих термомагнитных методов диагностики ферромагнитных минералов (возможностям этих методов посвящено множество специальных работ). Заметим сразу же, что, несмотря на некоторые общие рекомендации, изучение каждого образца требует творческого применения известных методов.

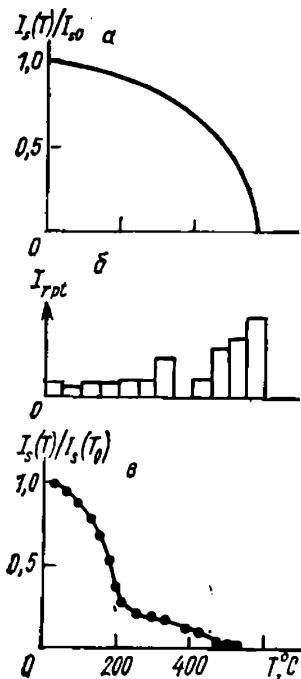


Рис. 22. Примеры результатов термомагнитного анализа [38].

а — температурная зависимость намагниченности насыщения естественных монокристаллов магнетита; б — спектр термопарциальных намагниченностей образца, содержащего распавшийся твердый раствор серии магнетит — якосит; в — температурный спад намагниченности насыщения образца, включающего смесь двух фаз титаносодержащего магнетита ($T_c = 200$ и 480 °C).

Одной из важнейших магнитных характеристик химического состава ферромагнитных минералов является их температура Кюри, т. е. та температура, при которой происходит разрушение упорядоченного расположения атомных магнитных моментов (спинов) и ферромагнетик становится парамагнетиком (рис. 22, а). Такой переход от магнитного порядка к магнитному беспорядку не сопровождается ни химическими превращениями, ни изменениями в кристаллической структуре вещества и относится к фазовым переходам второго рода. Эти переходы, являясь полностью обратимыми, могут наблюдаться как при нагревании вещества, так и при его охлаждении. Температура Кюри является устойчивой физической постоянной для данного вещества.

Изоморфные замещения в кристаллической решетке минерала изменяют его точку Кюри T_c . Степень и характер этого изменения зависят от свойств входящих ионов, от занимаемых ими положений и концентрации. Поэтому температура T_c может служить критерием изоморфных замещений в ферромагнитном минерале [Барсанов Г. П. и др., 1965 г.].

Зависимость точки Кюри от состава лежит в основе широко применяемого в настоящее время метода магнитных исследований — термомагнитного анализа (ТМА). Этот анализ может использоваться в нескольких модификациях [5, 23, 26]. К их числу относится изучение: а) зависимости $I_s(T)$; б) зависимости $I_{rs}(T)$; в) спектров парциальных термомагнитностей; г) зависимости $\kappa(T)$.

Как уже было показано, ферромагнитные минералы в горных породах очень многообразны. Изоморфизм и способность образовывать твердые растворы приводят к существованию в природных условиях серий твердых растворов, в которых наблюдается постепенный переход от одного минерала к другому. При этом в пределах одной серии могут изменяться магнитные свойства, связанные с атомным магнитным порядком, напри-

мер, может осуществляться переход от ферромагнетизма к парамагнетизму, от парамагнетизма к антиферромагнетизму. Так, один из конечных членов титаномагнетитовой серии — магнетит — является ферримагнетиком, другой — ульвошпинель — парамагнитен при комнатной температуре, а при более низкой температуре становится антиферромагнетиком.

В гемоильменитовой серии твердых растворов наблюдается переход от парамагнитного в широком интервале температур ильменита к антиферромагнитному гематиту, обладающему слабым ферромагнетизмом.

Практическое использование точки T_C в качестве диагностического признака магнитных минералов сталкивается с рядом трудностей.

1. Одной и той же температуре Кюри могут соответствовать минералы различных рядов твердых растворов.

2. Магнитная фракция горных пород зачастую представляет собой сложную ассоциацию минералов, которые могут обладать близкими значениями T_C или принадлежать к одной серии твердых растворов в широком диапазоне непрерывных изменений химического состава. В этих случаях термомагнитная кривая может не иметь перегибов, отмечающих точки Кюри отдельных ферромагнитных минералогических фаз.

3. При нагревах в горных породах возможны химические изменения, а также гомогенизация и регомогенизация магнитных фаз. О наличии этих изменений говорит, в частности, несовпадение кривых $I_s(T)$, получаемых при нагреве и охлаждении.

4. В горной породе могут присутствовать две или более магнитные фазы, сильно различающиеся по значениям I_s . В этом случае в термомагнитных кривых отмечается только сильномагнитная фаза, несмотря на количественное преобладание слабомагнитной.

5. Использование кривых $I_{rs}(T)$ может дать ложные точки Кюри из-за перегибов, обусловленных переходом в суперпарамагнитное состояние. Этим переходам соответствует так называемая блокирующая температура T_b , а не температура Кюри. Так как в горных породах довольно широко распространены однодоменные частицы, то вполне реален случай, когда при повышении температуры потеря остаточной намагниченности не связана с точкой Кюри, а обусловлена резким спадом времени релаксации магнитных моментов частиц.

6. Наличие примесей в магнитном минерале приводит к тому, что перегиб на термомагнитной кривой может быть весьма размытым, т. е. вместо точки Кюри образуется «Кюри-область».

Преодоление перечисленных затруднений, как показывает практика, чаще всего вполне возможно, но требует иногда комплексного использования различных модификаций термо-

магнитного метода и его сочетания с другими методами. Так, значительную информацию содержит изменение параметров насыщения при нагревах в воздухе или вакууме благодаря тому, что в этом изменении отражаются фазовые переходы, связанные с преобразованием кристаллической и магнитной структуры минералов [1]. Немаловажным оказывается и температурно-временной режим этих процессов, устанавливаемый по изменению магнитных свойств при выдержке образца в условиях повышенной температуры (Sanver M. и др., 1970 г.).

Возможности указанных методов рассмотрены во многих работах [1, 5, 23 и др.]. Отметим коротко некоторые из этих возможностей для разных магнитных минералов.

Магнетит. Присутствие магнетита обычно достаточно четко обнаруживается по характеру любой из кривых термомагнитного анализа: $I_s(T)$, $I_{rs}(T)$, $\chi(T)$ — и в спектре I_{rpt} (рис. 22, а, б). Трудности, связанные с его диагностикой, чаще всего заключаются в возможности появления «вторичного» магнетита в процессе нагревания образца, а также в том, что магнетит может быть определен как единственный магнетик, хотя на самом деле он будет составлять лишь малую долю магнитной фракции образца.

Первое из этих обстоятельств скажется при использовании кривых $I_s(T)$, $\chi(T)$ и спектра I_{rpt} . Следовательно, обязательным должно быть изучение кривой $I_{rs}(T)$, поскольку эта намагниченность характеризует лишь первично содержащийся в образце ферромагнетик. Однако структурные особенности зерен магнетита и наличие зерен, близких по размерам к суперпарамагнитным, приводят к дополнительным перегибам кривых $I_{rs}(T)$, что не позволяет ограничиваться анализом только этих кривых при обнаружении на них подобных перегибов. В качестве дополнительных к термомагнитному анализу данных можно использовать то свойство магнетита, что он довольно устойчив к нагревам и мало изменяет при этом параметры насыщения.

Малые примеси магнетита, искажающие магнитные характеристики основного (по количеству) магнитного компонента и затрудняющие его диагностику, могут быть также установлены всеми указанными выше способами. Однако наиболее ценным является «магнитное разделение» ферромагнитных компонентов. В работе Э. Н. Лузяниной [1975 г.] предлагается один из возможных методов количественного определения содержания магнетита в гематите (меньше 1—2 % общего количества), не устанавливаемого минералогическими методами исследования. Это определение проводится путем сравнения кривых разрушения переменным полем термоостаточной намагниченности, полученной для эталонного и испытуемого образцов в разных магнитных полях.

Титаномагнетиты. В природных образованиях обычно встречаются титаномагнетиты с точками Кюри в интервале от 100

до 580 °C [5, 23]. В простейшем случае — при наличии в образце только титаномагнетитов с различными точками Кюри — выяснение состава базируется на анализе кривых $I_s(T)$, $I_{rs}(T)$ и спектра I_{rpt} . Точки Кюри титаномагнетитов довольно отчетливо устанавливаются, например, по перегибам кривой $I_s(T)$ при первом нагреве образца (рис. 22, в), а также по максимумам в спектре парциальных термонамагнитностей. В более сложных случаях — при наборе титаномагнетитов с близкими значениями T_C — необходим и более широкий комплекс исследований, иногда с привлечением и немагнитных методов [Sanver M. и др., 1970 г.].

Характерным признаком титаномагнетитов является выделение магнетита при нагреве, что может быть отмечено по появлению соответствующей точки Кюри на кривой повторного термомагнитного анализа. В результате этого выделения возрастают намагниченность насыщения и коэрцитивная сила. Комплекс исследований помогает и решению вопроса о первичном составе титаномагнетита (метод гомогенизации [23]).

Маггемит и титаномаггемиты. Минералогическое определение нестабильной модификации Fe_2O_3 связано с большими трудностями [40]. Термомагнитным же методом маггемит выявляется довольно уверенно вследствие своей неустойчивости к нагревам, при которых происходит его превращение в слабомагнитный и высококоэрцитивный гематит. Это превращение отмечается по резкому уменьшению величин I_{rs} и I_s и возрастанию H'_{cs} и H_s .

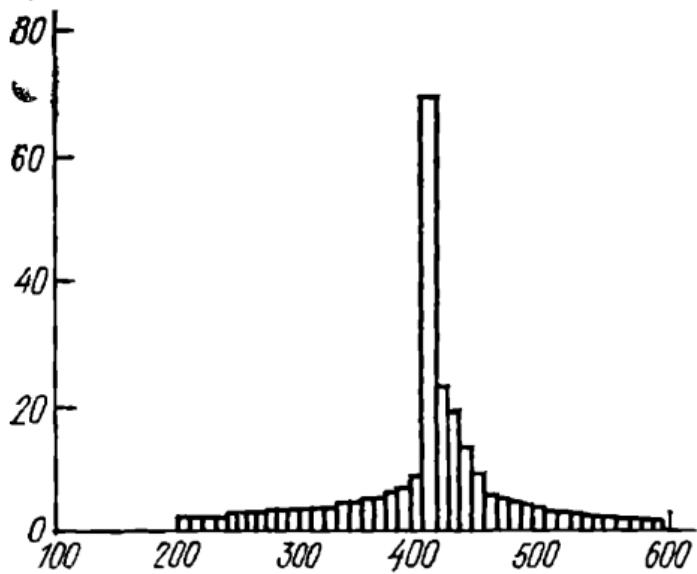
В интервале температуры от 50 до 100 °C у маггемита возрастает магнитная восприимчивость, что предшествует переходу $\gamma Fe_2O_3 \rightarrow \alpha Fe_2O_3$ [40]. Этот признак очень важен, так как позволяет отличить фазовое превращение маггемита от окисления магнетита, которое в случае мелкодисперсности зерен также приводит к резкому спаду I_{rs} и I_s и росту коэрцитивности. При нагреве маггемита в вакууме он восстанавливается до магнетита.

Наличие в образце одновременно титаномагнетита и маггемита затрудняет определение, так как в процессе нагрева происходят разнонаправленные изменения магнитных свойств этих минералов и суммарный эффект зависит от соотношения их концентраций.

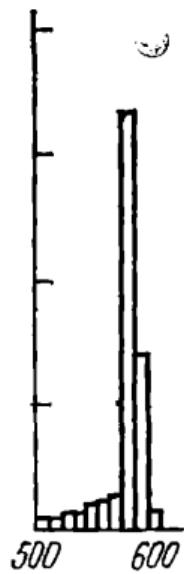
Титаномаггемиты выявляются чаще всего по их неустойчивости к нагреву и давлению, которые обусловливают необратимое преобразование дефектной решетки в более устойчивые шпинель-корундовые прорастания [Sanver M. и др., 1970 г.].

Гематит и гемоильмениты. Гематит в природных условиях часто встречается в виде поликристаллических образований с мелкими зернами и характеризуется высокой магнитной стабильностью, большими значениями поля насыщения и коэрцитивной силы. Вследствие очень слабой магнитности гематита

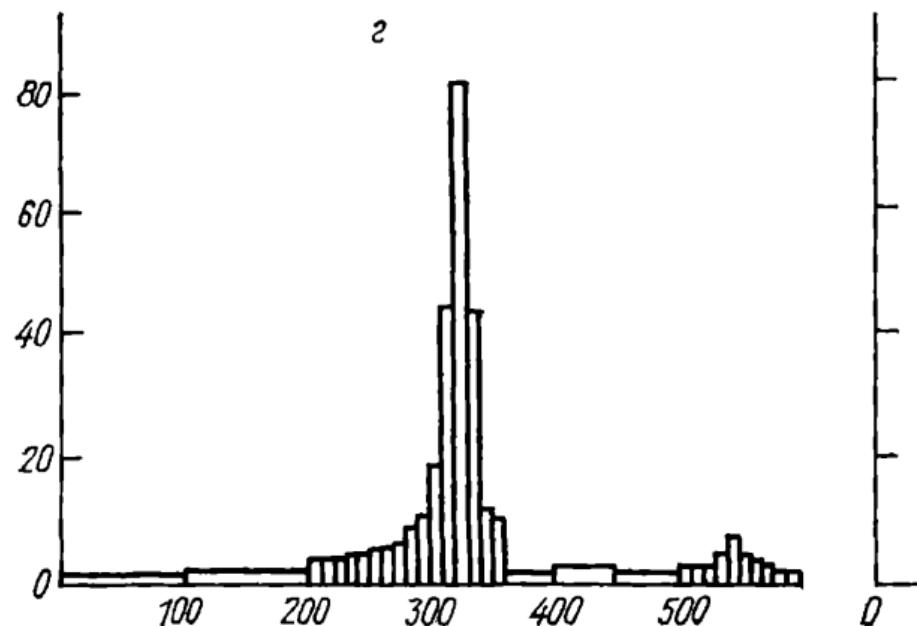
$F, M\Gamma$

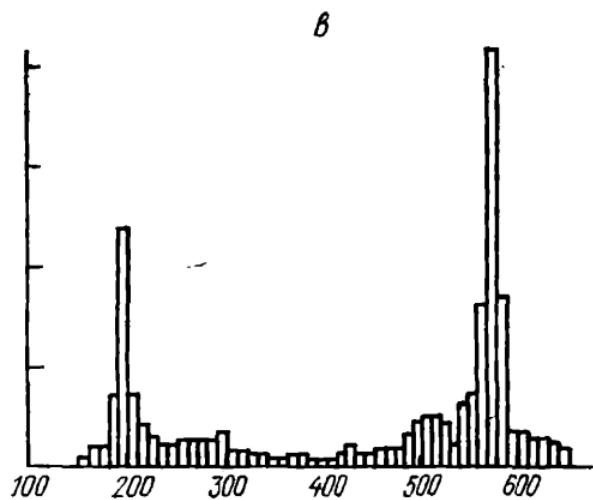


δ



c





9

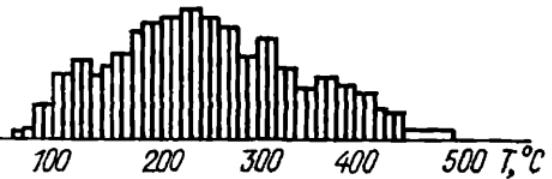


Рис. 23. Спектры точек
Кюри, полученные термо-
сепарацией.

даже незначительные примеси более магнитных минералов могут сделать невозможным выделение гематита на кривых термомагнитного анализа. Поэтому более предпочтителен в данном случае анализ спектров I_{opt} . Но, по-видимому, «бестемпературные» методы диагностики гематита (кривые и спектры нормального намагничивания, параметры насыщения) обладают не меньшей надежностью при большей простоте.

К тому свойству, что твердые растворы ильменито-гематитовой серии, так же как гематит, слабомагнитны, прибавляется еще одно затруднение в отношении их диагностики: температуры Кюри этих минералов низки и «перекрываются» точками Кюри титаномагнетитов. При определении гемоильменитов термомагнитный анализ должен выполняться особенно тщательно, так как даже незначительные примеси более магнитных минералов могут совершенно скрыть их (гемоильменитов) присутствие.

Часть твердых растворов ильменито-гематитовой серии обладает способностью приобретать обратную термоостаточную намагченность [26], т. е. намагченность, направленную противоположно намагничающему полю. Это свойство может служить достаточно отчетливым признаком гемоильменитов состава $0,45 < x < 0,6$ при изучении спектра парциальных термомагнитностей. При определении гемоильменитов особенно полезным является применение комплекса исследований, включающего и немагнитные методы.

Выше мы отмечали, что диагностическим признаком магнитных минералов иногда выступает характер их температурных магнитных превращений, фиксируемых в процессе эксперимента или при его повторении. Совершенно отчетливые результаты такого рода рекомендованы, например, для диагностики так называемых λ -пирротинов [5].

В большинстве термомагнитных исследований контакт изучаемых образцов с воздухом осуществляется в течение 0,5—1 ч, в результате чего иногда происходит их заметное окисление, затрудняющее интерпретацию данных (в случае, если оно не является предметом изучения).

В настоящее время разработана методика экспрессного термомагнитного анализа при повышении температуры со скоростью от 30 до 150 °С/мин [6]. В этом случае окислительные процессы проявлены слабо. Б. В. Буров и П. Г. Ясонов [6] провели идентификацию известных особенностей магнитных превращений с теми эффектами, которые наблюдаются при скоростном термомагнитном анализе, где автоматически выполняется непрерывная запись функции $dI(T)/dT$. В указанной работе приведена наиболее полная на сегодняшний день система термомагнитной диагностики (на основе дифференциальных кривых) железистых минералов, включающих некоторые паро- и антиферромагнетики.

Следует также отметить возможность термомагнитной сепарации магнитных фракций как метода определения состава и соотношения магнитных фаз в образцах горных пород. Методика термомагнитной сепарации предусматривает разделение по точкам Кюри магнитной фракции, выделенной из протолочки горной породы, с использованием специального прибора, созданного на основе изодинамического сепаратора СИМ-1, серийно выпускаемого промышленностью.

Разделение пробы на фракции происходит в процессе нагрева вследствие выделения частиц, перешедших при данной температуре в парамагнитное состояние. Результаты разделения представляются в виде спектров точек Кюри, где по оси абсцисс откладывается температура сепарации, а по оси ординат — количество пробы (в миллиграммах), выпавшее за принятый интервал сепарации. Спектры термомагнитной сепарации характеризуют точки Кюри магнитных минералов, вносящих реальный вклад в естественную намагниченность породы. Число фаз на спектрах сепарации соответствует числу индивидуальных минеральных комплексов с разными точками Кюри, а площади, ограниченные огибающей спектров, отражают количественные соотношения между магнитными фазами.

О хорошем качестве сепарации свидетельствует наличие одного или нескольких симметричных максимумов, соответствующих преобладающим точкам Кюри. При плохо выраженных и размытых максимумах говорить о точках Кюри трудно, в таком случае рассматриваются интервалы или области точек Кюри. Методика работ и устройство используемой аппаратуры подробно описаны в работе [24].

Рассмотрим типичные спектры точек Кюри (рис. 23). Графики *а* и *б* иллюстрируют однокомпонентные спектры, отражающие присутствие в пробе одного ферромагнетика. В случае сложных спектров (графики *в*, *г*) в образцах устанавливается несколько ферромагнетиков с различными точками Кюри. При спектре *д* невозможно определить точки Кюри ферромагнетиков, его размытый максимум не позволяет судить о составе магнитной фракции. Данная проба содержит ансамбль очень мелких ферромагнитных зерен с разными точками Кюри, расположеными в широком интервале от 100 до 500 °С.

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ

Среди магнитных методов важнейшая роль в определении состава магнитных минералов принадлежит термомагнитному анализу. При этом в определенных условиях термомагнитные методы диагностики оказываются настолько чувствительными, что с помощью данных магнитной минералогии (теоретической и экспериментальной) позволяют непосредственно проводить

специфическую классификацию магматических пород в связи с условиями их образования. Благодаря этому они приобретают значение самостоятельного (магнитного) метода геологических исследований.

В последние годы ведется тщательная геолого-геофизическая разработка вопросов генетической заданности состава магнитных минералов магматических пород условиями их образования, а также разработка проблемы идентификации этого состава по комплексу термомагнитных, минералогических, химических и других определений [23 и др.]. Основой этого направления является изучение зависимости состава первично-магматических магнитных минералов от глубинных условий магмообразования.

В результате теоретических и экспериментальных исследований установлено, в частности, что состав первичного титаномагнетита магматических пород отражает pT -условия в магматическом очаге (камере первоначального накопления расплава или в промежуточной камере), т. е. соответствует последнему равновесному состоянию вмагме до начала ее кристаллизации независимо от места кристаллизации минералов. Поскольку состав титаномагнетитов может быть выражен их температурой Кюри, авторы работы [23] приходят к прямой оценке связи между точкой T_c пород и глубиной соответствующих магматических очагов. Свои выводы они сопоставляют с геолого-геофизическими данными о глубинах очагов современных вулканов, по лавам которых определены температуры Кюри, а также с некоторыми петрохимическими характеристиками.

Этот круг вопросов подробно обсужден в монографии [23]. Здесь мы остановимся лишь на некоторых примерах использования термомагнитного анализа и определений точек Кюри в геологических исследованиях практической направленности.

Чувствительность и разрешающая способность этих исследований позволили некоторым авторам утверждать их применимость для прямой предварительной классификации геологических образований без проведения химического и петрографического анализов. По-видимому, в ряде случаев, когда существует достаточно тесная связь между факторами геологической истории пород и составом магнитных минералов, это утверждение не является излишне оптимистичным.

Можно указать, например, на работу [Babkine J. и др., 1961 г.], авторы которой изучили распределение температуры Кюри T_c в лавах Этны в пределах нескольких молодых вулканических массивов. Для центральных частей массивов кривые терморазмагничивания обнаруживают присутствие в породах лишь титаномагнетита. По мере удаления от центра к краевым участкам наблюдается изменение формы кривых, что соответствует замещению титаномагнетита магнетитом, а затем появлению мартита. Полученные данные, на основании которых

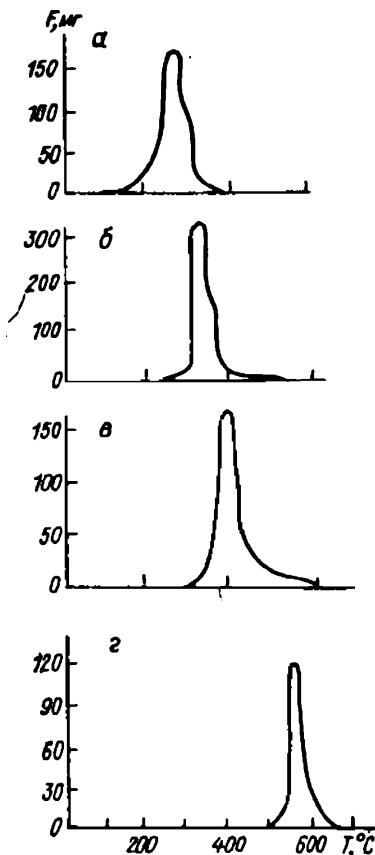


Рис. 24. Спектры термомагнитной сепарации образцов базальтов.

авторы приходят к выводу о возможности «термомагнитного выделения» зон окисления базальтовых лав, были подтверждены оптическим изучением шлифов.

Возможность обнаружения процессов распада и окисления первичного титаномагнетита по точке Кюри отмечается в работе О. М. Алыповой [1967 г.]. Она использовала термомагнитный анализ как метод обнаружения связи между фазовым составом магнитной фракции и скоростью охлаждения (т. е. фациями) основных пород Камчатки.

В ряде исследований магнитные методы устанавливают наличие трудно диагностируемого маггемита в качестве признака низкотемпературного окисления. В габбро Тагильского габбро-сиенитового массива с аномально высокой остаточной намагниченностью присутствие маггемита обуславливает перегиб на кривых терморазмагничивания в области температуры от 270 до 400 °C, не обнаруживаемый при

повторном исследовании,— необратимый переход $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ [Кошкина Т. М., 1969 г.]. Подобный случай впервые был описан довольно давно [26] и впоследствии неоднократно рассматривался в отечественных работах. И. А. Свяжина [1973 г.] устанавливает, что большие значения I_n (точнее, фактора Q , поскольку концентрация ферромагнетика в данном случае не имеет значения) при этом обусловлены хотя и малыми (около 1 мкм), но достаточно окристаллизованными зернами маггемита.

Тщательное исследование ферромагнитных минералов базальтов разных типов термомагнитными и оптическими методами указывает на высокую информативность спектров температуры Кюри в отношении сложного варьирующего состава этих минералов [Глевасская А. М. и др., 1970 г.]. По-видимому, термомагнитные исследования позволяют в данном случае с большей уверенностью, чем геологические методы изучения состава пород, выявлять геологические условия образования базальтов и их изменений (характер извержений, скорость остывания, отсут-

ствие или наличие позднемагматического метасоматоза, высокотемпературного окисления). Методом термомагнитной сепарации установлено распределение минеральных компонентов в базальтах северо-западной окраины Украинского щита, слагающих крупные покровы, интрузивные залежи и потоки (рис. 24) [24, 26]. Кривая *a* соответствует базальтам из потока небольшой мощности и обнаруживает преобладание в них гомогенного титаномагнетита с довольно низкой точкой Кюри (высоким содержанием Fe_2TiO_4). В породах мощного покрова (Берестовца) содержится также гомогенный титаномагнетит, но с более высокой температурой Кюри (кривая *b*). Процесс окисления титаномагнетита находит свое отражение, по-видимому, на кривой *c* (базальты Яновой долины), где проявляется и фаза со значением T_c , близким к магнетитовому. Эта фаза, преобладает, например, в миндалекаменных базальтах Поляцы, явно подверженных позднемагматическому метасоматозу; она представлена титаномагнетитом с хорошо выраженной ильменитовой решеткой (кривая *г*). Таким образом, рис. 24 иллюстрирует повышение температуры Кюри с изменением состава ферромагнетика, связанным с различной степенью его окисления и распадом первичных твердых растворов.

ТЕРМОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ И ПАРАМЕТР Q_{rs}

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕРМОМАГНИТНЫХ КРИВЫХ

Технологическая простота получения и большая информативность в отношении состава и структуры ферромагнетика, характерные для зависимости намагниченности I_{rs} от температуры, делают весьма целесообразным использование этого метода термомагнитного анализа в петрофизических работах. Рассмотрим подробнее информативность зависимости $I_{rs}(T)$. При этом удобнее перейти от кривых $I_{rs}(T)$ к кривым — dI_{rs}/dT , которые называются дифференциальными термомагнитными кривыми (ДТМ-кривыми). Эти кривые могут быть получены в результате обработки наблюдений за изменениями намагниченности I_{rs} при постепенном нагреве образца. Существует и аппаратура для непрерывной записи функции — dI_{rs}/dT , созданная на базе термодифференциальной установки [6]. Следует также заметить, что при анализе и классификации в качестве неотъемлемого существенного признака каждой кривой рассматривается ее соотношение с кривой для того же образца, полученной при его повторном нагреве.

В описываемых ниже исследованиях ДТМ-кривые были определены для более 1000 образцов горных пород и руд. Среди них породы и руды нескольких районов Казахстана, породы из зоны Лапландского глубинного разлома, ультрамафиты Ветре-

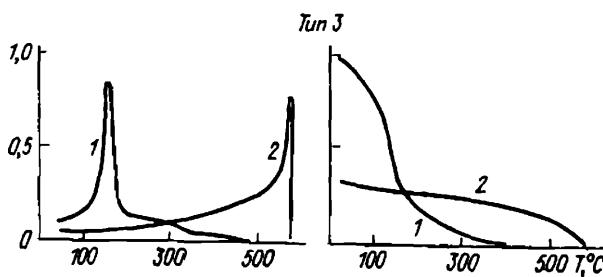
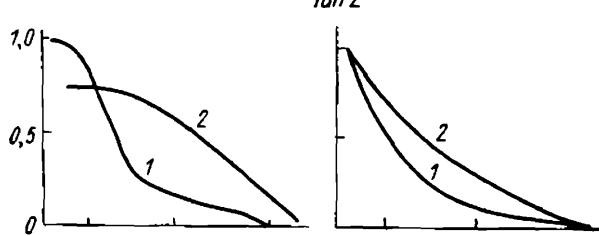
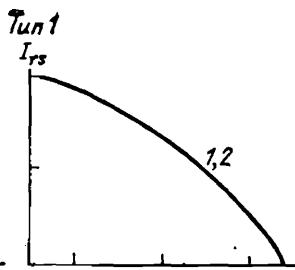
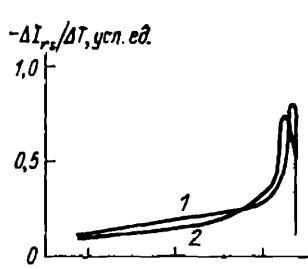
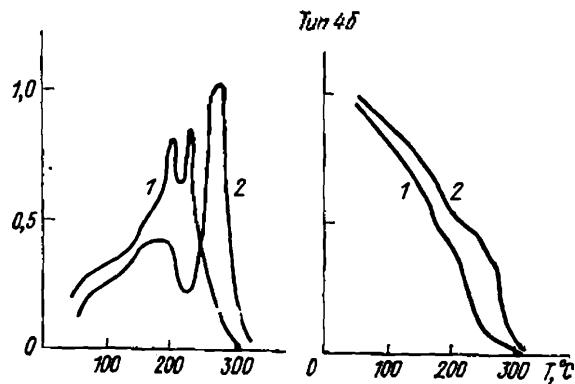
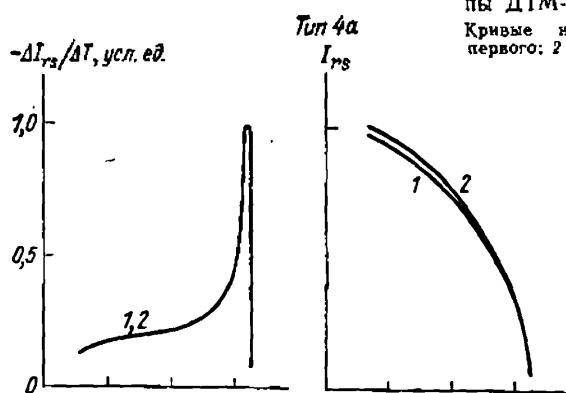


Рис. 25. Основные типы ДТМ-кривых.
Кривые нагрева: 1 — первого; 2 — второго.



ногого Пояса, граниты Карелии, порфириты Армении и Средней Азии, диабазы Крыма, магномагнетитовые руды Ангаро-Илимских и Ковдорского месторождений, пирротиновые руды Урала, Сибири, Дальнего Востока и др.

Основные типы ДТМ-кривых для изученных пород представлены на рис. 25. При этом для 90 % исследованных образцов характерны кривые типов 1, 2 и 3. Отметим основные свойства ДТМ-кривых каждого типа.

Тип 1. Кривые первого и второго нагревов практически совпадают. Значения функции $-dI_{rs}/dT$ постепенно возрастают с повышением температуры, достигая максимума при 540—560 °С, и затем резко спадают к нулю при температуре Кюри магнетита.

Эти ДТМ-кривые соответствуют выпуклой кривой зависимости $I_{rs}(T)$.

Тип 2. Кривые первого и второго нагревов не совпадают. Часто намагниченность I_{rs2} (т. е. полученная вновь после нагрева образца и его охлаждения до нормальной температуры) возрастает по сравнению с начальной I_{rs1} , иногда — в несколько раз. Значения функции $-dI_{rs}/dT$ максимальны в интервале 20—100 °С и постепенно уменьшаются с ростом температуры. Соответствующая кривая $I_{rs}(T)$ — вогнутая, «хвост» наблюдается вплоть до 580 °С. Методом последовательных нагревов установлено, что существенное увеличение I_{rs2} происходит после нагрева до $T > 400$ °С.

Тип 3. Кривые первого и второго нагревов существенно различаются. Кривая первого нагрева в общем случае имеет узкий интенсивный максимум вблизи 150—180 °С, которого нет на кривой повторного нагрева, довольно часто наблюдается второй максимум в интервале 260—360 °С, также отсутствующий на кривой повторного нагрева, редко есть еще один максимум вблизи точки Кюри магнетита. ДТМ-кривая повторного нагрева относится к типу 1. Намагниченность I_{rs2} меньше начальной I_{rs1} , иногда — в несколько раз.

Термомагнитные кривые образцов пород, содержащих пирротин (почти всегда — вместе с магнетитом), в основном сводятся к двум разновидностям.

Тип 4а. Кривые первого и второго нагревов практически совпадают. На ДТМ-кривой наблюдается узкий интенсивный максимум при температуре 320—340 °С, после чего намагниченность I_{rs} обращается в нуль. Если температуру первого нагрева довести до 350 °С, то полученная повторно после охлаждения образца намагниченность I_{rs2} будет в 1,5—2 раза выше намагниченности I_{rs1} .

Тип 4б. ДТМ-кривая первого нагрева имеет резкий максимум вблизи 240 °С; на кривой повторного нагрева при этой температуре наблюдается глубокий минимум, на ней интенсивный максимум достигается при 270—290 °С. Намагниченность I_{rs1}

обращается в нуль вблизи температуры 320 °С. Значения I_{rs2} больше, чем I_{rs1} , в несколько (до 10) раз.

Выполненный параллельно с термомагнитными исследованиями минералогический анализ показал, что кривые типов 1 и 2 присущи магнетиту, а различия этих кривых связаны с различием механического состава магнетита, т. е. с размером его зерен, их формой и характером распределения в породе. Особенно показательны в этом отношении ультрамафиты, в разной степени затронутые процессом серпентинизации. Разности, не подверженные серпентинизации, практически немагнитны, т. е. не содержат магнетита.

Процесс серпентинизации сопровождается распадом железистых силикатов, в результате чего появляется вторичный магнетит, почти свободный от примесей. Поэтому в данном случае вариации значений магнитных параметров или формы характеристических кривых заведомо будут обусловлены вариациями механического состава магнетита. (В исследованных ультрамафитах магнетит, образовавшийся в результате распада хромшипели, присутствует в очень незначительных количествах; его влиянием на форму ДТМ-кривых можно было пренебречь.) Исследования показали, что фактором, определяющим тип ДТМ-кривой, является не степень серпентинизации, а форма выделения магнетитовых зерен. Мелкодисперсный магнетит, рассеянный по породообразующим минералам, обусловливает кривую типа 1, а переотложенный магнетит — кривую типа 2.

Кривые типов 1 и 2 характерны для подавляющей массы образцов изверженных пород из различных районов СССР (в случае, если эти образцы не затронуты процессом выветривания). Интерпретируя этот факт как наличие в породах магнетита, практически свободного от примесей и варьирующего в основном лишь по механическому составу, мы, на первый взгляд, вступаем в противоречие со многими сообщениями о присутствии титаномагнетита с разными точками Кюри (от 80 до 580 °С) в изверженных породах почти всех районов СССР. Поэтому следует остановиться на этом обстоятельстве подробнее.

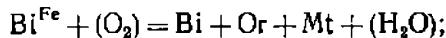
Прежде всего необходимо отметить, что содержание в зернах первичного титаномагнетита определяется условиями образования породы, в частности глубиной [Багин В. И. и др., 1971 г.]. В результате «общая закономерность проявляется в том, что содержание TiO_2 с ростом температуры Кюри уменьшается в такой последовательности: базальт, диабаз, андезит, дакит, риолит или гранит» [23, с. 130]. Отсюда следует, что например, в гранитах не могут содержаться титаномагнетиты с низкими точками Кюри.

В то же время известно, что в силу метастабильности титаномагнетита в условиях земной поверхности он редко встречается в породах, древнее палеоген-неогеновых. В работе [23] приведены данные Каваи об изменении кривой фазового состояния

титаномагнетита с геологическим возрастом. Из них видно, что уже в течение первого миллиона лет после образования породы первичный титаномагнетит с точкой Кюри около 250 °С распадается на почти чистый магнетит и богатую титаном фазу с точкой Кюри вблизи комнатной температуры. Авторы работы [23] также придерживаются мнения, что «благодаря неустойчивости титаномагнетитов, особенно катион-дефицитных, при температуре дисперсной поверхности они, как правило, не могут существовать длительное время в горных породах и в первичном состоянии. Согласно оценкам время сохранности титаномагнетита горных пород не может превышать 3—6 млн. лет» (с. 45).

Следовательно, горные породы с титаномагнетитом как магнитным минералом, обладающим специфическими магнитными свойствами (например, $T_c < 400$ °С), могут быть широко представлены только в зонах четвертичного и палеоген-неогенового магматизма. В породах же докембрийских щитов или древних платформ присутствие нераспавшегося титаномагнетита очень проблематично.

Довольно часто вторичные процессы ускоряют распад титаномагнетита и приводят к образованию вторичного магнетита из железистых силикатов. В качестве примера можно рассмотреть гранитоиды, подробно описанные в интересующем нас аспекте [23]. Авторы работы [23] утверждают, что в большинстве случаев первичный титаномагнетит в гранитоидах не сохраняется. Он распадается на магнетит и ильменит, причем ильменит вследствие процессов сегрегации часто обособляется в виде самостоятельных зерен. Выделены три феррофации гранитоидов: безмагнетитовая, магнетитсодержащая и магнетитовая; к этим фациям относится подавляющее большинство гранитоидов. Основная часть магнетита в них образовалась в результате реакций типа



где Bi^{Fe} и Am^{Fe} — биотит- и амфибол-железистые силикаты.

В некоторых случаях встречаются, однако, гранитоиды так называемой титаномагнетитовой феррофации. Постмагматическая эволюция этих комплексов происходит при быстром охлаждении в условиях безмагнетитовой феррофации, что способствует сохранности первичного титаномагнетита. Но и в этих гранитоидах первичный титаномагнетит обычно представлен зернами со структурой распада. В отдельных случаях отмечаются и оптически однородные титаномагнетиты, содержащие до 6—10 % TiO_2 . Но оптическая однородность не является доказательством отсутствия структур распада, часто характеризующихся размером меньше 1 мкм [Багин В. И. и др., 1971 г.]. По

сообщению Б. З. Асанидзе (доклад на симпозиуме по проекту 2 КАПГ*, ЧССР, 1982 г.), обработавшего множество магматических пород Кавказа, титаномагнетит не встречается в породах древнее меловых.

Таким образом, сделанный на основе статистического анализа ДТМ-кривых вывод о распространенности магнетита в изверженных породах подтверждается теоретическими соображениями и многими фактическими данными. В той мере, в какой этот вывод справедлив, магнитные свойства большинства изверженных пород должны определяться особенностями механического состава магнетита и его магнитного состояния.

ПАРАМЕТР Q_{rs} И ЕГО ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Термомагнитный анализ — относительно трудоемкая операция, естественно поэтому, что для того, чтобы наиболее полно характеризовать геологический объект с позиций состава и структуры магнитного компонента горных пород, желательно располагать каким-то более простым магнитным параметром, который был бы пригоден для массовых исследований и соответствовал данным термомагнитного анализа. Остановимся на одном из таких параметров, который подробно изучен в непосредственной связи с типами ДТМ-кривых.

Как отмечалось, используемые в обычных петромагнитных исследованиях параметры χ (или I) и I_n непригодны для непосредственной оценки состава и структуры магнитного компонента. Зависимость χ от концентрации наиболее сильного природного ферримагнетика — магнетита практически всегда подавляет вариации, связанные с составом, а I_n — величина, кроме концентрации зависящая еще и от магнитного состояния.

Имея в виду, что при создании в образце намагниченности I_{rs} влияние его магнитной предыстории ликвидируется, можно предложить параметр $Q_{rs} = I_{rs}/(0,5\chi)$, который не должен зависеть ни от этой предыстории, ни от концентрации ферримагнетика, оказывающей в первом приближении одинаковое влияние как на I_{rs} , так и на χ . Положение фигуративной точки образца — значение Q_{rs} на диаграмме (I_{rs} , χ) будет зависеть от состава и структуры магнитного компонента. (К подобному классу информативности относятся, как мы видели, параметры коэрцитивного спектра, коэрцитивная сила и разрушающее поле намагниченности насыщения.) В тех пределах, в которых подобная зависимость устанавливается для ДТМ-кривых, можно ожидать определенной связи между формой этих кривых и значением параметра Q_{rs} .

* Комиссия многостороннего научного сотрудничества академий наук социалистических стран по комплексной проблеме «Планетарные геофизические исследования».

Указанная связь отчетливо выявляется, например, при исследовании образцов метаморфических пород из зоны Лапландского глубинного разлома, для которых получены разнообразные типы ДТМ-кривых. Из коллекции, насчитывающей около 1000 образцов, были отобраны 70 образцов с $\kappa > 10^{-3}$ СГС, принадлежащих к различным литологическим разностям. На рис. 26 представлена диаграмма (I_{rs} , κ) для тех образцов пород, термомагнитные кривые которых наиболее типичны, т. е. не допускают многозначности при отнесении их к тому или иному типу. Фигуративные точки образцов каждой из трех термомагнитных групп располагаются вдоль прямых линий, параллельных друг другу, т. е. линий $Q_{rs} = \text{const}$. Различие же в положении точек на каждой из линий определяется, видимо, исключительно концентрацией соответствующего магнитного компонента.

Что касается остальных образцов, подвергнутых термомагнитному анализу, то их figurативные точки располагаются на диаграмме также не менее закономерно. Так, если на ДТМ-кривой второй группы наблюдается незначительный пик вблизи 150 °С, отсутствующий на кривой повторного нагрева, то Q_{rs} для такого образца больше, чем для образца той же группы, на первичной ДТМ-кривой которого такого пика нет. Если образец имеет ДТМ-кривую типа 4, но при первом нагреве наблюдается хотя бы незначительный «хвост» до точки Кюри магнетита (суперпозиция кривых типов 2 и 4), его Q_{rs} существенно понижается. Таким образом, если форма ДТМ-кривой допускает отнесение образца к двум разным термомагнитным группам, его figurативная точка на диаграмме располагается между соответствующими линиями $Q_{rs} = \text{const}$.

Статистическая обработка значений параметра Q_{rs} всех проанализированных образцов из зоны Лапландского глубинного разлома, ДТМ-кривые которых можно отнести к первым трем типам (60 образцов с $\kappa > 10^{-3}$ СГС), дала следующие результаты.

Тип кривой	Q_{rs} ср	Дисперсия параметра Q_{rs}
1	1000	300—1500
2	40	30—50
3	130	100—200

Петрографические исследования позволили установить, что каждая группа ДТМ-кривых характеризует набор горных пород, претерпевших специфические метаморфические преобразования. В первую группу попали серпентинизированные ультрамафиты и кальцифиры. Общим для этих пород оказалось то, что присутствующий в них ферромагнетик — вторичный магнетит — образовался при довольно низкой температуре (200—400 °С). Ильменит отсутствует в обеих разновидностях.

Во вторую группу вошли габбро-анортозиты, подвергшиеся метаморфизму в условиях амфиболитовой и гранулитовой

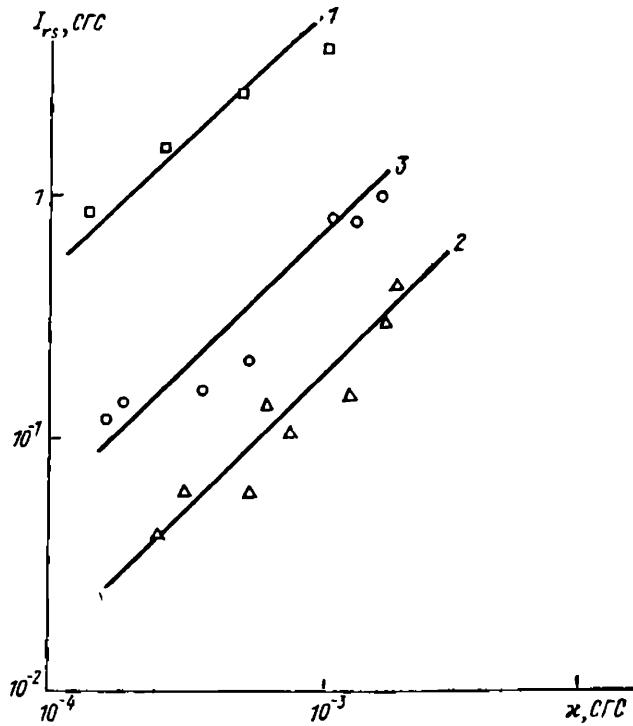


Рис. 26. Диаграмма (I_{rs} , x) метаморфических пород Лапландского глубинного разлома.

1, 2, 3 — типы ДТМ-кривых.

фаций. Присутствующий в них ферромагнетик представлен магнетит-ильменитовыми агрегатами, образовавшимися, по-видимому, в результате распада первичного титаномагнетита. По данным локального рентгеноспектрального анализа и по литературным сведениям для таких пород содержание титана в магнетите не превышает 2 %.

Третья группа пород представлена сильно рассланцованными габброидами, подвергшимися калиевому и кварцевому метасоматозу в средне-высокотемпературных условиях амфиболитовой фации метаморфизма; эти породы имеют большую эффективную пористость. Термомагнитные кривые образцов этой группы, как будет показано далее, соответствуют магнетиту, окисленному в условиях зоны гипергенеза.

Таким образом, при помощи диаграмм (I_{rs} , x) появляется возможность не только проводить оценку фазового состава ферромагнитного компонента метаморфических (в данном случае) пород, но и решать обратную задачу, т. е. по положению фигуративных точек устанавливать тип метаморфических преобразований.

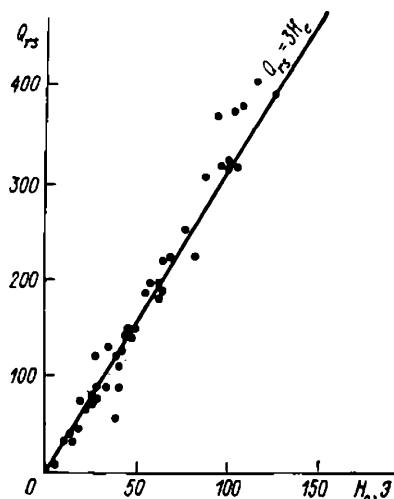
Рис. 27. Зависимость параметров Q_{rs} от коэрцитивной силы H_c для образцов магнетитсодержащих горных пород.

Теоретически нетрудно показать существование зависимости между Q_{rs} и другим параметром, определяемым составом и структурой ферромагнитного компонента, — коэрцитивной силой H_c [30]. На рис. 27 и 28 приведены данные экспериментальных работ по сопоставлению Q_{rs} с другими параметрами магнитной жесткости. В качестве объекта для сопоставления параметров Q_{rs} и Δ_m были выбраны серпентинизированные перidotиты Печенги, поскольку магнетизм этих пород подробно исследован в связи с задачей оценки рудоносности. Между указанными параметрами существует тесная корреляционная связь; при этом надо отметить, что магнитные свойства образцов обусловлены магнитными включениями нескольких типов, различающимися либо составом, либо структурой (формой зерен). Разброс точек показывает, однако, что какой-либо единой функциональной зависимости между этими параметрами, вероятно, не существует. Этого можно было ожидать исходя из того, что природа самой магнитной жесткости может быть весьма различной.

Очевидно, что при изучении Q_{rs} (и других характеристик подобного типа) остается неопределенность в расшифровке вариаций этой величины, которые могут быть связаны с изменениями как химического состава, так и размеров и формы частиц ферромагнетика. Однако в каждом конкретном случае, используя геологические сведения об изучаемом объекте, можно, по-видимому, избавиться от многозначности диаграмм (I_{rs} , χ), проводя термомагнитный анализ лишь в весьма ограниченном объеме.

В петрофизической лаборатории ЛГУ, например, применяется следующая методика определения состава и структуры магнитного компонента горной породы:

- 1) отбор магнитных образцов ($\chi > 100 \cdot 10^{-6}$ СГС) из представительной геологической коллекции и измерение их магнитной восприимчивости;
- 2) измерение остаточной намагниченности, образованной в поле 3200 Э;
- 3) построение диаграмм (I_{rs} , χ) для этих образцов;
- 4) получение ДТМ-кривых для ряда (или нескольких рядов) образцов, фигуративные точки которых располагаются при-



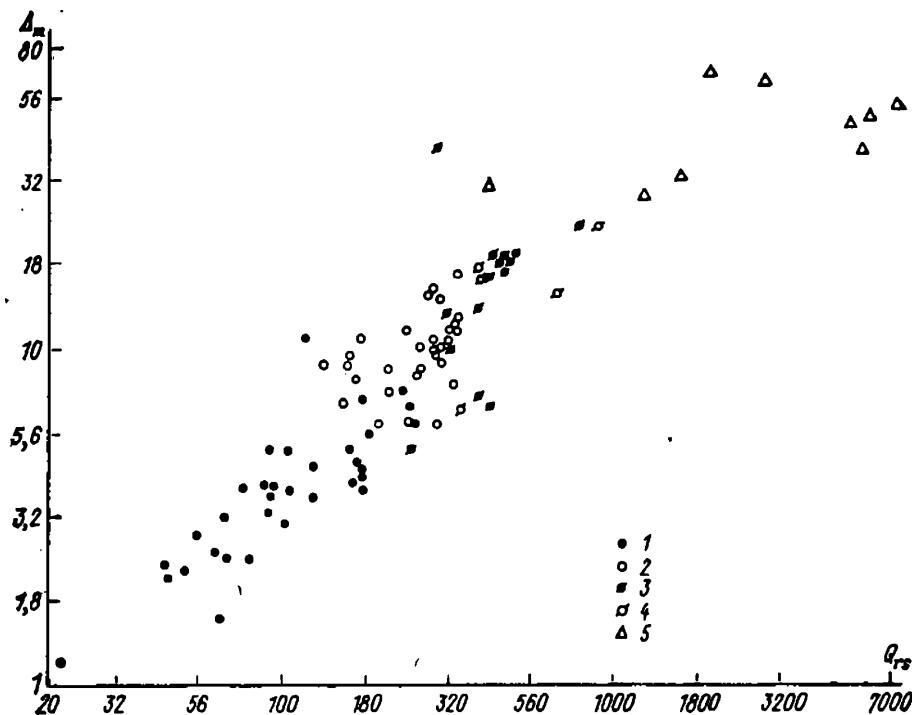


Рис. 28. Корреляция параметров Q_{rs} и Δ_m .

Магнетизм горных пород обусловлен преимущественно: 1, 2 — зернами магнетита (1 — изометричными; 2 — удлиненными); 3, 4 — соответственно теми же зернами магнетита при большем относительном содержании пирротина; 5 — пирротином.

мерно на линии, перпендикулярной к линиям $Q_{rs} = \text{const}$, с тем чтобы по форме кривых установить причины вариаций значений Q_{rs} образцов.

Опыт работы лаборатории показывает, что граница между фигурациями точками образцов горных пород на диаграмме (I_{rs} , χ), описываемых ДТМ-кривыми типов 1 и 2, проходит в полосе $Q_{rs} = 200 \div 250$.

Исходя из физического смысла параметра Q_{rs} как параметра магнитной жесткости и подразделяя магматические породы по условиям их образования, можно ожидать, что эффузивы будут характеризоваться относительно высокими значениями Q_{rs} , субвулканические образования — промежуточными, а интрузивные породы — наиболее низкими при прочих равных условиях (вторичные процессы, возраст). Это связано не только с увеличением зерен первичного титаномагнетита от эффузивов к интрузивным породам, но также и с укрупнением структуры распада титаномагнетита [23]. Авторами работы [23] показано, что с увеличением возраста исследуемых пород структуры распада тита-

магнетита укрупняются, одновременно снижается магнитная жесткость пород. К укрупнению структур распада приводят также наложенные метаморфические преобразования, например вторичные нагревы. Эти нагревы могут сопровождаться появлением вторичного магнетита (при распаде железистого нерудного минерала). Наложенные процессы, например, выветривание, вызывают химическое изменение магнетита. Понятно, что все факторы в их различных сочетаниях могут объяснить наблюдаемый интервал значений Q_{rs} изверженных магнетитсодержащих пород ($Q_{rs} = n \cdot 10 \div 2000$).

МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Формирование горных пород происходит на протяжении многих миллионов лет. В течение столь же длительного времени идет и преобразование пород, их разрушение. Главными агентами разрушения являются воздух, вода, солнечное излучение, смена температуры, давление и другие факторы, действующие в условиях земной поверхности. Этот тип разрушения горных пород, при котором изменениям и превращениям подвергаются также их ферромагнитные минералы, называется гипергенным процессом.

Магнитные минералы горных пород (особенно — магматических) неустойчивы к различного рода вторичным процессам: легко окисляются и разрушаются вплоть до образования при выветривании гидроокислов, гематита и различных парамагнитных железосодержащих вторичных минералов [23]. Таким образом, наблюдается несоответствие по содержанию и составу ферромагнитных минералов в образцах, отобранных из поверхности зоны, и в неизмененных образованиях. Соответственно различаются и многие их магнитные характеристики, в том числе магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность.

Разумеется, магнитные свойства пород изменяются в различной степени и до разного уровня глубины от поверхности в зависимости от интенсивности гипергенеза, которая в свою очередь зависит от ряда геологических и климатических факторов. Известно, например, что гипергенные процессы особенно широко проявлены в зонах с аридным климатом (Казахстан, Средняя Азия и др.), где глубина гипергенной переработки пород достигает 150 м и более, особенно в тектонически ослабленных зонах. В условиях субполярного климата гипергенез оказывает воздействие на породы, в основном выходящие на земную поверхность.

Таким образом, физические свойства образцов, отобранных из приповерхностной зоны, измененной гипергенными процессами, и из нижележащих неизмененных пород, как правило,

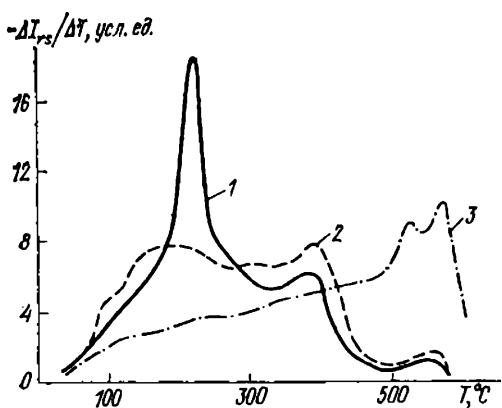


Рис. 30. ДТМ-кривые образца гипергенно-измененного андезитового порфирита [30].

Состояние образца: 1 — исходное, 2, 3 — после предварительного нагрева (2 — до 200 °C; 3 — до 420 °C)

2. Предварительный нагрев до температуры, немного превышающей температуру второго пика, не уничтожает этот пик, а только уменьшает его интенсивность и сдвигает в область более высоких температур.

Подобные исследования показали, что первый и второй пики ДТМ-кривой 3 имеют разную природу. Они достаточно четко разнесены по температуре, что предполагает разную активационную энергию обусловливающих эти пики процессов. Процесс, связанный с первым пиком, более универсален. При постоянной скорости нагрева его вершины совпадают по температуре у всех изученных образцов (отклонения в пределах 5 °C). Часто на ДТМ-кривых, имеющих первый пик, второй пик (в интервале 260—360 °C) отсутствует, но обратного явления не установлено ни в одном случае. Универсальность первого пика позволяет считать его индикатором гипергенных изменений магнетита.

В работе [30] дана схематическая модель зерна выветрелого магнетита, основанная на многих допущениях и еще требующая качественной и количественной проверки. Однако тот факт, что магнетит, один из самых распространенных магнитных минералов горных пород, в зоне гипергенеза образует сильномагнитные, неустойчивые к нагревам фазы, имеет сам по себе большое значение для петромагнитных и палеомагнитных исследований. В другой работе [Какулия В. К., 1982 г.] показаны некоторые возможности магнитных методов при изучении гипергенных изменений пород по разрезу до глубины 2000 м (использовался керн скважины).

4. МЕТОД КОЭРЦИТИВНЫХ СПЕКТРОВ

ПАРАМЕТРЫ КОЭРЦИТИВНЫХ СПЕКТРОВ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Понятие о коэрцитивном спектре (КС) включает в себя два его главных типа: нормального намагничивания и размагничивания (переменным полем). Реже используются так называемые КС домагничивания и перемагничивания; они определяются тоже при нормальном намагничивании образца, но не при размагниченном исходном его состоянии, а при наличии в нем некоторой остаточной намагниченности (намагничивание осуществляется по или против направления этой остаточной намагниченности). КС нормального намагничивания (при исходном размагниченном состоянии) иногда называют коэрцитивным спектром образца. КС размагничивания, по существу, представляет собой коэрцитивный спектр того вида остаточной намагниченности (в общем случае — неизвестного), которым обладает испытуемый образец.

Этот понятийный аппарат достаточно прост, но содержащиеся в нем термины следует четко различать. Например, остаточная намагниченность образца будет уменьшаться при действии как размагничивающего переменного поля, так и противоположно направленного постоянного поля. Однако в первом случае может быть рассчитан КС исходной намагниченности, во втором — спектр перемагничивания, являющийся отражением одновременно двух процессов (которые еще следует разделить): разрушения исходной намагниченности и создания новой нормальной остаточной намагниченности.

По некоторым магнитным характеристикам, не зависящим от концентрации ферромагнетика, исключив влияние на них магнитной предыстории, можно получить очень важную для ряда геологических задач возможность установить факт идентичности этого ферромагнетика (по составу и структуре) в разных образцах и породах вне зависимости от результатов иных (немагнитных) определений. Точно так же можно говорить и о выявлении закономерных, геологически направленных изменений состава или структуры ферромагнетика (при разных масштабах его сопоставления: от фаций пород до комплексов или формаций), опять-таки не связывая себя задачей точного (вещественного) описания этих изменений. Постановка задачи в таком

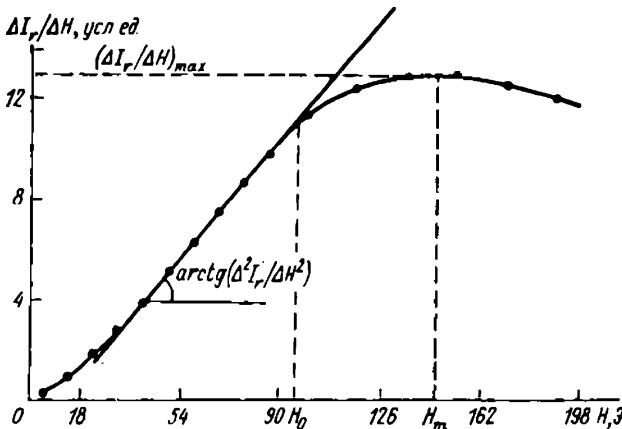


Рис. 31. К определению параметров коэрцитивного спектра.

виде позволяет, очевидно, использовать более простые и доступные по сравнению с термомагнитным анализом методы магнитных исследований, применяя термомагнитный анализ только для контрольных, выборочных определений.

Рассмотрим отношение нормальной остаточной намагнченности I_r образца горной породы к индуцированной полем 0,5 Э намагнченности I_i того же образца. Известно, что эти намагнченности с ростом концентрации ферромагнетика (примерно до 10 %) изменяются в равной мере [Бродская С. Ю., 1963 г.]. В этих пределах, следовательно, отношение I_r/I_i не зависит от концентрации. Для того чтобы оно характеризовало только особенности состава и структуры, необходимо исключить зависимость I_r от исходного магнитного состояния образца и (как это ни парадоксально) от интенсивности поля образования этой намагнченности.

Первое из этих условий достигается просто: за исходное принимается энергетически определенное, воспроизводимое нулевое состояние (НС) образца. Для выполнения второго условия надо перейти от конкретных значений намагнченности I_r к характеристике процесса ее образования. Известно, что в относительно слабых магнитных полях (по сравнению с коэрцитивной силой) $I_r = RH^2$ [см. формулу (1.2)], откуда $d^2 I_r / dH^2 = 2R$, т. е. «ускорение» роста I_r с увеличением намагничивающего поля является характеристикой постоянной данного ферромагнетика и в некотором интервале значений H от них не зависит. Рис. 31 показывает, что эта постоянная определяется как наклон прямолинейного участка КС образца к оси абсцисс. Таким образом, можно ввести параметр коэрцитивного спектра образца

$$\gamma_0 = 10^3 (1/M_i) (d^2 M_i / dH^2) = 10^3 (4R/x),$$

Рис. 32. Зависимость магнитной восприимчивости χ и параметров γ_0 и Δ_m для липаритовых порфиров (а) и андезитовых порфиритов (б) от расстояния l до контакта с гранитной интрузией.

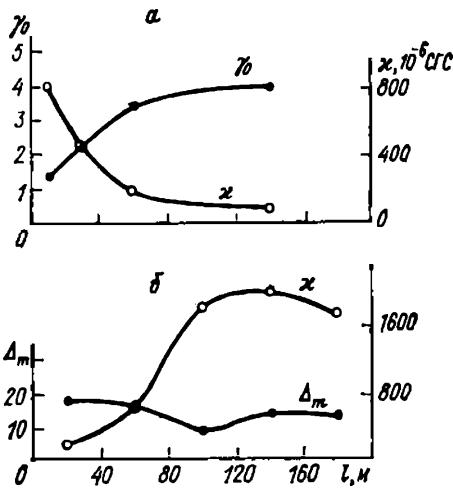
который зависит только от особенностей состава и структуры магнитного компонента. Замена намагниченности на магнитный момент упрощает расчет параметров по экспериментальным данным, не требуя определения объема образца. Введение численного множителя 10^3 продиктовано удобством оперирования со значениями γ_0 , которые в этом случае изменяются от нескольких десятых долей единицы до примерно 100.

Описание КС образца в целях его сопоставления с другими образцами следует, очевидно, дополнить по крайней мере еще одним параметром:

$$\Delta_m = 10(1/M_i)(dM_i/dH)_{\max}.$$

Величина H_m также, очевидно, определяется главным образом составом и структурой ферромагнетика, однако в магнетизме горных пород находит меньшее применение по сравнению с другими характеристиками магнитной жесткости (H_o , H'_e и др.).

По-видимому, параметры γ_0 и Δ_m вполне пригодны для решения задачи, сформулированной в начале раздела, — для идентификации состава и структуры ферромагнитного компонента и установления закономерных, направленных их изменений. Приведем два небольших примера, наиболее просто иллюстрирующих эти возможности (рис. 32). Очевидно, что возрастание χ липаритовых порфиров в 10 раз по мере приближения к контакту с гранитной интрузией не может рассматриваться как простое увеличение концентрации ферромагнетика. Спад значений γ_0 при этом почти в 4 раза свидетельствует об изменении его состава и (или) структуры. Поскольку снижение γ_0 происходит до уровня, характеризующего интрузивное тело в целом, это изменение, по-видимому, связано с комплексным физико-химическим воздействием интрузии на липаритовые порфириты. На примере андезитовых порфиритов иллюстрируется случай другого рода. Наблюдаемое в контактной зоне уменьшение χ может быть связано лишь со снижением содержания ферромагнетика тита-



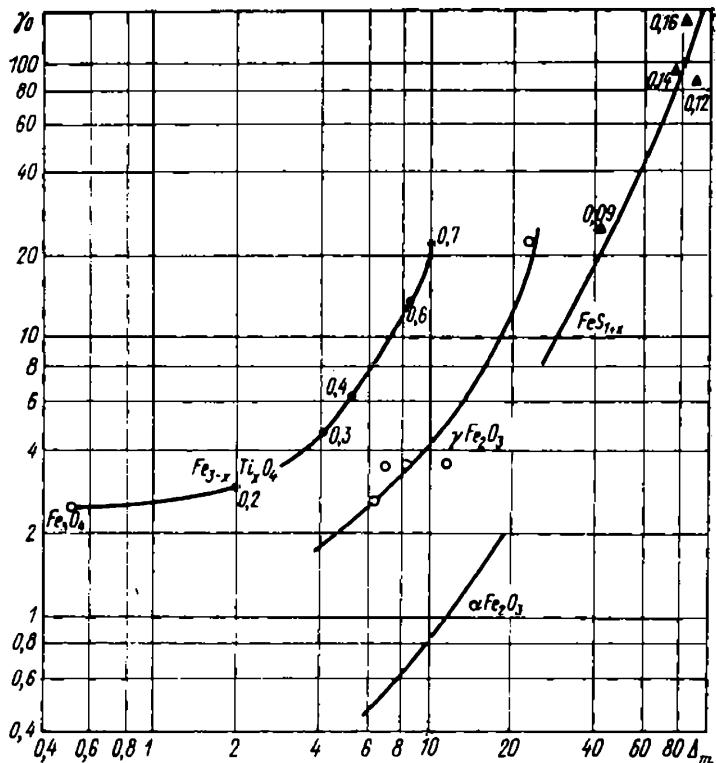


Рис. 33. Параметры коэрцитивных спектров магнитных минералов.

номагнетитового ряда, так как при изменении χ почти на порядок параметр Δ_m испытывает лишь незначительные колебания.

Понятно, что параметры КС образцов горных пород должны зависеть от химического состава магнитных включений, их формы, размеров, других структурных и текстурных особенностей, т. е. в общем случае должны являться многозначными характеристиками. Установить их зависимость от типа магнитного минерала удается лишь при «закрепленных» структурно-текстурных особенностях. Сводкой соответствующих исследований является диаграмма, представленная на рис. 33 [39]. Все определения проводились на изометрических образцах, содержащих близкие к изометрическим зерна магнитных минералов, диагностированные независимыми физическими методами. Размер зерен соответствовал интервалу многодоменности.

Магнетит. Исследовались монокристаллы магнетита и богатые магнетитовые руды различных железорудных месторождений, несколько десятков образцов различных магматических пород (граниты, диориты, диабазы), содержащих хорошо окристаллизованный и независимо диагностированный магнетит примерно изометрических форм. Значительная часть определений па-

раметров КС сопровождалась определениями температуры Кюри и параметров кристаллической решетки, что подтверждало минералогическую диагностику. При всем этом нельзя исключить возможность некоторой неучитывающей степени окисления природного магнетита и влияния слабой неизометричности его зерен в образцах пород. Общий разброс всех полученных значений (в пределах, которого находится 95 % всех определений) можно характеризовать как 2–5 для параметра γ_0 ; 0,4–0,8 для Δ_m .

Титаномагнетиты. Изучено несколько образцов гомогенных титаномагнетитов разного состава. Образцы были синтезированы по обычной керамической технологии при определенном парциальном давлении кислорода, обеспечивающем образование гомогенной фазы [39]. Образцы подвергнуты рентгенографическому контролю, подтверждющему их однофазность. Параметр кристаллической решетки меняется линейно с увеличением $x(Fe_{3-x}Ti_xO_4)$. Стхиометрия состава проконтролирована также электронным микрозондированием. Погрешность состава по x равна 0,02. Температура Кюри образцов хорошо соответствует их составу. (Все эти данные получены Т. С. Гендлер.)

Маггемиты и титаномаггемиты. Чистые маггемиты (любезно предоставленные нам Т. С. Гендлер) были получены отжигом природного мелкозернистого сидерита месторождений КМА. Состав образцов проконтролирован рентгеноструктурным и термомагнитным анализами. Другая группа исследованных маггемитов является преобладающим (единственным?) ферромагнитным компонентом бокситов Верхнетобольского и Аркалыкского месторождений [39]. Единственный достоверно диагностированный образец титаномаггемита ($T_c=410^\circ\text{C}$; $a_0=83,43$ нм) был предоставлен нам А. М. Глевасской.

Гематит. Низкая магнитная восприимчивость гематита чрезвычайно затрудняет точное определение параметров КС, поскольку для этого необходима высокая степень чистоты гематита от примесей магнетита или маггемита. Контроль за чистотой осуществлялся путем многократного термомагнитирования образцов и анализа кривых $I_{r1}(T)$. Использовались монолитные образцы гематита. Удалось выявить два типа сочетания параметров КС гематитов: первый $\gamma_0=0,2\div0,5$, $\Delta_m=4\div6$; второй $\gamma_0=2$, $\Delta_m=18\div19$. Причина этих различий пока осталась неясной, однако общим признаком гематита обоих типов является превышение Δ_m над γ_0 примерно на порядок.

Пирротины. Трудности «привязки» параметров КС к ферромагнитным минералам строго определенного состава проявляются особенно отчетливо при изучении пирротинов, состав которых часто варьирует в пределах даже отдельного зерна. В общем плане можно грубо приближенно рассматривать два типа пирротинов: первый — гексагональные антиферромагнитные («слабомагнитные»), $x<0,11$; второй — моноклинные ферримагнитные («сильномагнитные»), $0,11 < x \leq 0,17$. Удалось исследовать лишь четыре образца высокой степени однородности и известного состава (полученные нами от С. Ю. Бродской и Ю. С. Бретштейна). Другие изученные нами пирротины представляют собой, как правило, смеси и взаимные прорастания различных фаз. Исследованиям подвергались лишь те образцы, которые не имели примесей магнетита (титаномагнетита, маггемита) и обнаруживали четкую однофазность по кривой $I_r(T)$ с температурой Кюри от 270 до 350°C .

По поводу возможности использования диаграммы КС для магнитной диагностики необходимо сделать некоторые замечания.

1. При исследовании магнетита разной крупности зерен было установлено, что уменьшение зерна, например от 10 до 0,1 мкм, увеличивает параметр Δ_m более чем в 2 раза, оставляя γ_0 практически неизменным. Отсюда следует вывод о возможности резких различий параметров КС одного и того же минерала в много- и однодоменном состоянии. Подобные же изменения наблюдаются при маггемитизации магнетита; при этом

довольно резкие изменения параметров КС могут наступить при относительно слабой маггемитации, когда ферромагнетик в целом (например, по данным оптической микроскопии) по-прежнему определяется как магнетит.

2. Области изменения параметров КС многих интрузивных и эфузивных пород занимают на диаграмме положение соответственно вблизи значений, определенных для магнетитов, и непосредственно на «титаномаггемитовой» кривой. Такая дифференциация является типичной, и, по-видимому, ее причины заключаются в следующем: а) одна и та же степень маггемитации играет относительно большую роль в мелких зернах; б) процесс низкотемпературного окисления титаномагнетитов имеет очень широкое распространение в природных условиях; в) параметры КС очень чувствительны к процессу окисления, приводящему к структурной осложненности зерен.

3. Области изменения параметров КС (иногда для отдельного геологического тела) зачастую вытягиваются на диаграмме под углом приблизительно 45° к осям координат. Пропорциональное изменение обоих параметров естественнее всего объясняется вариациями формы зерен ферромагнитных включений — степени сжатия или удлинения эллипсоидов, аппроксимирующих эту форму [39]. Для магнетита, например, при отношении длиной оси эллипса к короткой, равном 2, параметры КС возрастают (по сравнению с изометричным зерном) тоже почти в 2 раза. Однако это пропорциональное изменение может быть связано и с несовершенством применяемого способа нормировки КС на единицу M_i . Здесь особенно важны два обстоятельства: 1) погрешность определения для M_i всегда больше, чем для I_s , это сразу же определяет преимущественное направление (45°) разброса γ_0 и Δ_m на диаграмме; 2) в образцах с малым содержанием ферромагнетика определенную роль начинает играть момент M_i парамагнитных минералов, что пропорционально снижает оба параметра.

Отмеченные зависимости параметров КС от формы и крупности зерен, их структурной неоднородности, осложняя диагностику магнитных минералов, могут в то же время найти и полезное применение, например, в комплексе с независимым методом определения состава ферромагнетика.

Общая значимость диаграммы для диагностических целей подтверждается результатами изучения некоторых температурных фазовых превращений магнитных минералов.

Переход маггемита в гематит. Анализ химического реактива Fe_2O_3 показывает, что исходно он содержит две фазы: ферримагнитную (шпинельную) — маггемит и антиферромагнитную (ромбоэдрическую) — гематит. При нагревании в интервале от 300 до $450^\circ C$ намагниченность I_s , образца уменьшается более чем на порядок, соответственно уменьшается и магнитная восприимчивость. Эти признаки необратимого перехода $\gamma \rightarrow aFe_2O_3$

подтверждаются характером повторной кривой $I_{rs}(T)$, обнаруживающей одну точку Кюри (680 °C). Соответствующие изменения параметров КС от исходных $\gamma_0=6$, $\Delta_m=14$ до $\gamma_0=0,7$ и $\Delta_m=8$, как легко видеть, находятся в хорошем согласии с диаграммой рис. 33.

Процесс распада и окисления титаномагнетита. Исходный образец базальта содержит титаномагнетит с температурой Кюри 320 °C, которая соответствует $x=0,4$ в формуле $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$. Состав был проконтролирован определениями параметров кристаллической решетки и электронным микрозондированием. Исходные значения параметров $\gamma_0=19,5$, $\Delta_m=14,5$ соответствуют довольно высокой средней степени неизометричности зерен титаномагнетита [39] — отношение длинной и короткой оси эллипсоида равно приблизительно 3. Пересечение прямой, идущей от этих исходных значений под углом 45° к осям координат, с титаномагнетитовой кривой на диаграмме происходит в точке $\gamma_0 \approx 8$, $\Delta_m \approx 6$, т. е. в точке $x \approx 0,45$. (Эти параметры, соответствующие изометричным зернам, можно назвать истинными.) Согласие параметров КС, полученных в результате «изометризации», с данными о составе, полученными независимыми физическими методами, позволяет рассматривать дальнейшие изменения параметров КС уже в пересчете на изометричные зерна.

Образец базальта подвергался нагреву на воздухе, после охлаждения измерялись параметры КС; на образцах-дублях, подвергнутых такому же предварительному нагреву, изучались кривые $I_{rs}(T)$. Получены следующие результаты.

Параметры	Температура нагрева, °C					
	20	290 (2 ч)	290 (12 ч)	480 (10 мин)	550 (2 ч)	550 (12 ч)
γ_0	8,0	5,8	4,9	3,3	3,3	1,7
Δ_m	6,0	3,9	3,4	2,8	3,9	4,4
T_C , °C	320	370	400	440	500	520
x по T_C	0,40	0,32	0,28	0,22	—	—
x по КС	0,47	0,35	0,28	0,24	—	—
I_{rs}/I_{rs20}	1,0	0,8	0,8	0,8	1,85	2,6
χ/χ_{20}	1,0	1,2	1,95	1,6	1,25	1,15
Стадии изменения	0	1a	16	1в	2a	2б

Точки T_C определены как значения температуры, при которых кривые $I_{rs}(T)$ испытывают перегиб. Значения I_{rs} в точке перегиба составляют не более 0,15 от измеряемых при 20 °C.

Полученные данные, по-видимому, фиксируют следующие стадии изменения ферромагнетика: 1 — распад с образованием менее титанистой фазы и соответствующими небольшим уменьшением I_{rs} и увеличением χ , а также с «ходом» параметров КС в сторону меньших значений x , которые неплохо согласуются по определениям на основе параметров КС и независимо по кривым $I_{rs}(T)$; 2 — окисление (магнетитизацию) ферримаг-

нитного продукта распада с соответствующими уменьшением x , довольно резким возрастанием I_{rs} и увеличением T_c ; параметры КС «отходят» от титаномагнетитовой кривой (поэтому определение состава по ним теряет смысл) и принимают значения, близкие к маггемитовым.

Переход антиферромагнитного (λ -типа) пирротина в ферромагнитный. Исходный образец (перидотит) содержит в качестве единственного ферромагнитного минерала гексагональный слабомагнитный пирротин. Изменения параметров насыщения, происходящие в результате нагревания образца до все более высокой температуры, характерны для так называемых λ -пирротинов, испытывающих фазовые превращения при температуре от 130 до 270 °C в зависимости от состава. Приобретая ферромагнитные свойства, исследуемый образец после обработки при 280 °C резко увеличивает и значения γ_0 , Δ_m , которые продолжают возрастать при дальнейшем повышении температуры вплоть до появления фазы с точкой Кюри $T_c=520$ °C. Значения параметров КС при всех изменениях остаются в области, характеризующей пирротин.

Переход пирротина в магнетит (маггемит). Образец туфобрекции в исходном состоянии содержит пирротин с $T_c=320$ °C. Как показал просмотр анишлифов, в результате температурной обработки до 350 °C происходит замещение пирротина минералом группы пирит — марказит, который при дальнейшем увеличении температуры в свою очередь почти нацело замещается окислами железа ряда маггемит — гематит. В полном соответствии с этим происходит и постепенное изменение параметров КС от исходно пирротиновых ($\gamma_0=17$, $\Delta_m=40$) до маггемитовых ($\gamma_0=3,6$, $\Delta_m=10,2$) с одновременным резким увеличением магнитной вязкости образца.

Гомогенизация первичного титаномагнетита. В исходном состоянии образец характеризуется однофазной кривой $I_{rs}(T)$, точкой Кюри 570 °C и параметрами $\gamma_0=4$, $\Delta_m=1,5$. Эти параметры «лежат» выше титаномагнетитовой кривой, поэтому слова следует применить способ «изометризации», т. е. определения истинных параметров КС путем пропорционального уменьшения их до значений, попадающих на кривую. Эти значения $\gamma_0=2,4$, $\Delta_m=0,9$ соответствуют магнетиту, т. е. согласуются с данными термомагнитного анализа. Рассматривая магнетит как продукт распада твердого раствора (первичного титаномагнетита), что подтверждается наблюдениями структур распада под микроскопом, можно применить метод высокотемпературной гомогенизации этого раствора. После соответствующей температурной обработки образец характеризуется однофазной кривой $I_{rs}(T)$ с точкой $T_c=400$ °C. Это соответствует составу первичного титаномагнетита: $x \approx 0,28$. Значения же истинных параметров КС при этом изменились до $\gamma_0=3,6$, $\Delta_m=3,0$ и определяют по титаномагнетитовой кривой $x=0,26$.

что можно расценивать как хорошее совпадение с данными независимого метода.

В заключение следует заметить, что, как бы ни согласовывались между собой данные, поставляемые магнитными лабораторными исследованиями фазовых и химических превращений ферромагнитных минералов, на пути практического использования этих данных стоят еще значительные трудности, связанные со сложностью и недостаточной изученностью процессов указанных превращений в природных условиях.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ КОЭРЦИТИВНЫХ СПЕКТРОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СПЕЦИФИКИ МАГНИТНОГО СОСТОЯНИЯ

Коэрцитивный спектр первоначального нормального намагничивания образца горной породы определяется составом и структурой ферромагнитного компонента, а также его магнитным состоянием. Это состояние формируется под воздействием механических напряжений, магнитных полей, температуры и времени. Из этих факторов наиболее значительное влияние на характер КС оказывает температура. Выше уже отмечалось существование метастабильного состояния ферромагнетика, характеризующееся тем, что процесс нормального намагничивания в той или иной мере облегчен по сравнению с наблюдаемым при исходном нулевом состоянии (НС).

Изучение специфики магнитного состояния горной породы возможно путем сопоставления КС образца, не подвергавшегося никаким лабораторным воздействиям, т. е. при его исходном естественном магнитном состоянии (ЕС), с КС того же образца, приведенного в НС воздействием переменного поля. При сопоставлении этих двух коэрцитивных спектров, кроме типа внешнего воздействия, определяющего степень метастабильности доменной структуры магнитного компонента, все остальные факторы (состав, концентрация, размер зерен и др.) «закреплены». НС используется здесь как опорное, энергетически определенное и воспроизводимое магнитное состояние. (Напомним, что это состояние служит исходным при получении КС различных образцов с целью выявления особенностей состава и структуры их магнитных компонентов, когда специфика магнитного состояния, напротив, является мешающим фактором.)

Рассмотрим использование параметров коэрцитивных спектров как температурно-чувствительных характеристик. Если каким-то образом определить меру различий коэрцитивных спектров образца, получаемых при разных исходных магнитных состояниях, то она, очевидно, может служить мерой метастабильности любого из этих состояний относительно НС. При

допущении, что в природных условиях подавляющее влияние на степень метастабильности магнитного состояния горных пород оказывает температура, коэрцитивные спектры можно использовать как некие индикаторы температуры формирования этого (естественного) магнитного состояния.

Заметим сразу, что не всегда возможно придать достаточную определенность этой температуре с геологических позиций. В ряде случаев, очевидно, температура формирования магнитного состояния может достаточно точно соответствовать температуре кристаллизации ферромагнитного компонента или его фазовых либо химических превращений. Однако при наличии ферромагнетика низкотемпературного происхождения формирование магнитного состояния может произойти, например, при последующем вторичном разогреве пород до более высокой температуры. Смысль этого замечания заключается в том, что из всех испытанных ферромагнетиком на протяжении его геологической истории температурных воздействий (рассматриваемых изолированно от других влияний, например магнитного поля) в магнитном состоянии сохраняется память лишь о воздействии наиболее высокой температуры. Это, в частности, означает, что для магматических пород решение вопроса о формирующей магнитное состояние температуре одновременно является решением вопроса о природе намагниченности I_n , в которой кроме сведений о температуре содержится информация о геомагнитном поле.

Наибольший практический интерес для ряда геологических исследований представляет оценка температуры кристаллизации магнитных минералов (особенно в процессах метаморфизма и рудообразования). В ряде случаев подобная оценка возможна на основе определения таких немагнитных характеристик этих минералов, установление которых методами магнитной диагностики пока практически невозможно. Так, например, известен геотермометр Линдсли (дополненный для базальтов в работе А. В. Лыкова и А. М. Печерского [1977 г.]): температура определяется по составам совместно кристаллизующихся титаномагнетита и гемоильменита. Определение этих составов магнитным методом крайне затруднено.

Недавно на синтезированных титаномагнетитах была обнаружена зависимость размера ламелей ильменита в зернах титаномагнетита от температуры многофазного окисления [Та-пееев А. К. и др., 1981 г.]: при 1000 °C в среднем 0,8 мкм, при 450 °C — 0,04 мкм. Разумеется, подобный термометр фиксирует только температуру многофазного окисления, т. е. применение его весьма ограниченно. Кроме того, магнитные характеристики пока не способны с достаточной точностью определить количественные меры структур окисленных титаномагнетитов.

Интересен способ оценки температуры образования включений гемоильменита в магнетите в интервале до 900 °C по тем-

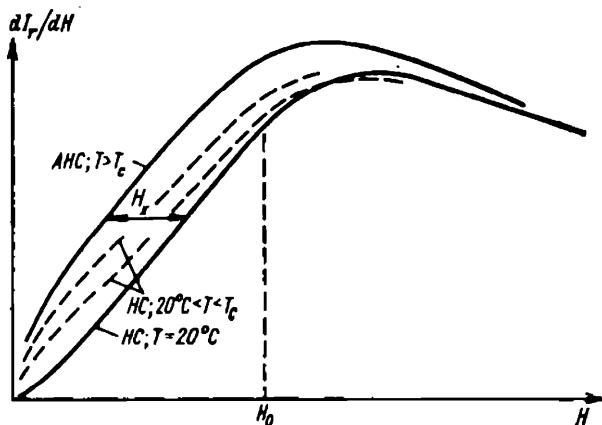


Рис. 34. Зависимость коэрцитивного спектра образца от температуры T предварительного нагрева.

пературе изменения химического состава этих включений, что отмечается на термомагнитных кривых [Герник В. В., 1979 г.]. Другие магнитные способы требуют выполнения условия: температура кристаллизации минерала (или формирования его магнитного состояния) должна быть меньше его точки Кюри. К таким способам относится, например, оценка верхнего предела вторичного прогрева пирротина [Бродская С. Ю., 1980 г.].

Во ВСЕГЕИ разработан так называемый метод N_t , суть которого состоит в следующем. Экспериментальными исследованиями установлены практически важные количественные соотношения между КС разнотемпературных магнитных состояний. Наиболее четкое соотношение связывает КС исходных нулевого и абсолютного нулевого состояний, т. е. две предельные кривые (рис. 34). Как правило, в этом случае спектры обнаруживают параллельные участки ($H \leq H_0$), расстояние H_x между которыми по оси абсцисс превышает 0,25 H_0 (где H_0 — граница участка прямолинейности спектра НС).

Таким образом, отношение $N_t = H_x/H_0 > 0,25$, полученное при сопоставлении КС из естественного и нулевого состояний, может служить признаком высокотемпературного воздействия ($T > T_c$) на магнитный минерал, содержащийся в породе. Более низкое значение N_t означает и более низкую, чем T_c , температуру, которую испытал в течение своей истории ферромагнетик исследуемого образца. Иногда прямолинейный участок КС из АНС или ЕС может практически отсутствовать (магнитно-мягкие образцы). Поэтому более общим представляется определение H_x как расстояния между спектром НС и параллельной ему касательной к исследуемому спектру.

Если формирование ЕС ферромагнитного компонента проходило при более низкой, чем точка T_c , температуре, то

в принципе возможна количественная оценка этой температуры (при условии химической и структурной стабильности ферромагнетика к нагревам до $T < T_c$). Дело в том, что чем ниже испытанные ферромагнетиком температура (в пределах от комнатной до T_c), тем до более низких значений критического поля (на более узком участке КС) происходит метастабилизация положений доменных границ и тем меньше относительное превышение КС над спектром НС на этом участке. Поэтому в пределах от нормальной температуры до T_c возможно прямое моделирование (воспроизведение) магнитного состояния путем соответствующего нагрева образца.

Итак, если при исследовании спектра ЕС значение N_t оказалось меньше 0,25, следует размагнитить образец переменным полем (получить НС), затем нагреть его до некоторой температуры и охладить в отсутствие поля. В результате образуется некоторое «парциальное АНС», обладающее промежуточной метастабильностью. Далее проводится исследование этого состояния путем получения КС и его сопоставления со спектрами ЕС и НС. Спектр НС должен быть при этом получен заново, так как его повторяемость является лучшим свидетельством минералогической и химической стабильности ферромагнетика при нагреве. Такой цикл «размагничивание — нагрев — охлаждение — получение КС парциального АНС и НС» повторяется при постепенном повышении температуры нагрева. Температура, после воздействия которой КС обнаруживает совпадение со спектром ЕС (при $N_t < 0,25$), может быть принята за температуру, испытанныю магнитным минералом в природных условиях.

Приведем примеры исследований, основанных на описанных закономерностях (рис. 35). Образцы магнетитовой руды взяты из Куржункульского месторождения (Тургайский прогиб). Месторождение принадлежит к генетическому подклассу скарново-гидросиликатных, в которых температура кристаллизации магнетита по геологическим данным характеризуется интервалом 400—600 °С. Спектр ЕС образца нельзя отождествить со спектром АНС, поскольку соответствующее ЕС значение N_t составляет всего 0,22. После определения этого параметра образец был вновь приведен в НС и нагрет до 300 °С. Спектр охлажденного от этой температуры образца показал ее недостаточность для воспроизведения ЕС.

Хорошее совпадение со спектром ЕС обнаружила кривая, полученная после следующего нагрева ($T = 400$ °С) и охлаждения образца. Нагрев до 700 °С, приводящий к значению $N_t = 0,35$, характеризуется кривой, расположенной значительно выше, чем кривая спектра ЕС. Все рассматриваемые кривые являются сопоставимыми, так как контрольные спектры НС после всех нагревов образца полностью совпали с первоначальным (разумеется, при строгом постоянстве оси намагничивания в течение всего исследования). Из этих экспериментов была определена наиболее вероятная температура кристаллизации магнетита: 400—450 °С.

Образцы пирротиновой руды принадлежат одному из месторождений Адангейского рудного поля (Грузия). Как и в первом примере, каждый раз после лабораторного нагрева НС образца полностью воспроизводится, спектры НС не изменяются. Спектр образца после цикла «нагрев—охлаждение» до 280 °С полностью совпадает со спектром ЕС. Эта температура соответ-

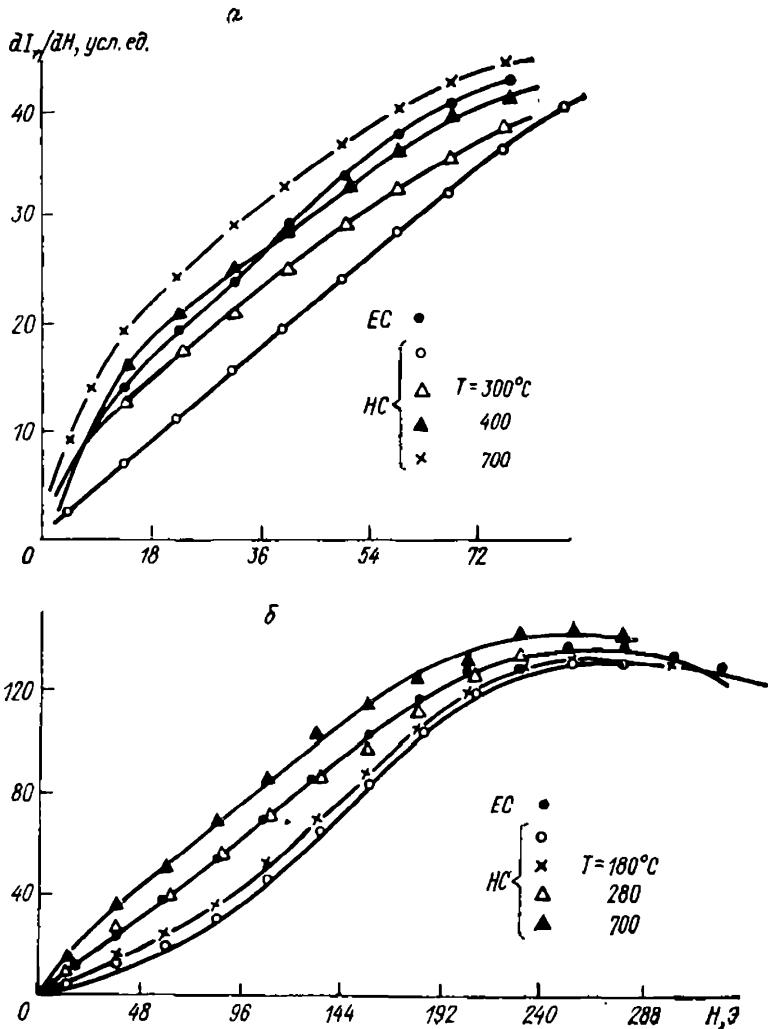


Рис. 35. Коэрцитивные спектры образцов магнетитовой (а) и пирротиновой (б) руд, находящихся в разных магнитных состояниях.

ствует возможным пределам температуры кристаллизации пирротина в изучаемых рудах, установленным по другим методам [Какулия В. К., 1982 г.].

Теоретические предпосылки метода температурных оценок основаны на определяющей роли метастабильного состояния доменной структуры (положения доменных границ), возникающей при охлаждении ферромагнетика от высокой температуры. Следовательно, метод неприменим в тех случаях, когда доменные границы отсутствуют, т. е. при наличии в породе преимущественно однодоменных зерен ферромагнетика. Магнитное

состояние совокупности таких зерен определяется тепловыми флюктуациями и мало зависит от предыстории; коэрцитивные спектры АНС и НС практически совпадают ($N_t < 0,1$). Вопрос осложняется тем, что очень часто однодоменные зерна присутствуют в породе наряду с многодоменными. В одной из работ для этого случая установлен критерий применимости метода КС температурных оценок, основанный на определении магнитной вязкости исследуемых образцов [Хабурзания И. А., 1980 г.].

Температурные изменения параметра N_t в области невысоких температур иногда оказываются достаточно ощутимыми для того, чтобы с их помощью можно было прослеживать зоны температурного воздействия интрузивных тел на вмещающие породы. Такого рода исследования проводились в эндоконтактовой зоне гранитной интрузии Узунбулак (Центральный Казахстан). В результате ее внедрения произошло ороговикование вмещающих дадит-андезитовых порфиритов, тем более значительное, чем меньше расстояние l до контакта их с интрузией.

Предполагая высокотемпературное происхождение первичного ферромагнетика в порфиритах и значительную его переработку в контактной зоне, что сопровождается обогащением пород вторичным магнетитом, можно ожидать следующую картину изменения параметра N_t в этой зоне: на больших расстояниях будет наблюдаться высокое значение N_t , характеризующее первичный ферромагнетик; на средних расстояниях, где прямое тепловое воздействие интрузии еще незначительно, но происходят заметные изменения состава ферромагнетика, значение N_t должно снизиться; наконец, по мере перехода от средних к близким расстояниям параметр N_t вновь будет возрастать в соответствии с увеличением температуры новообразования ферромагнетика.

Этой схеме удовлетворяют данные магнитных определений, по которым были оценены мощности условных зон влияния интрузии: дальней ($l > 200$ м, $N_t > 0,2$), средней ($100 < l < 200$ м, $N_t < 0,2$) и ближней ($l < 60$ м, $N_t > 0,2$). Только в ближней зоне, очевидно, имелось прямое относительно высокотемпературное воздействие со стороны интрузивного массива. Еще одна иллюстрация геологической информативности N_t как температурно-чувствительного параметра приводится нами в главе 8. Известны и другие примеры успешного применения метода N_t [21 и др.].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИРОДЫ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Проблема оценки физической природы намагниченности I_n более всего связана с палеомагнитологией — с обоснованием достоверности палеомагнитных данных о направлении и напря-

женностю древнего геомагнитного поля. Однако, как и к целому ряду других закономерностей магнетизма горных пород, к соотношению между различными видами остаточной намагниченности все больше начинают проявлять интерес и при традиционных геомагнитных исследованиях. Становится очевидной необходимость привлекать к расшифровке геомагнитных аномалий сведения о закономерностях намагничивания горных пород и руд в естественных условиях. На этом пути может быть сужена неоднозначность решения геофизических задач обратного типа, часто сопутствующих геологической съемке.

Примером исследований в этом направлении может служить работа В. С. Марковского [1980 г.], в которой анализ геомагнитных аномалий проводится в тесной и органической связи с современным уровнем изучения магнетизма аномалеобразующих пород и руд. В работе доказана неформальность связи типа и интенсивности магнитных аномалий не только с составом и концентрацией ферромагнитных минералов, их магнитной анизотропией, но также и со свойствами, с физической природой остаточной намагниченности этих минералов.

Давно известно, что наблюдаемые *in situ* магнитные свойства пород довольно часто могут определяться их сильным намагничиванием в магнитном поле, создаваемом молнией [Русинов Б. Ш., 1970 г.]. Естественно, что вопрос о диагностике магнитных аномалий, вызванных этим намагничиванием, должен прежде всего интересовать магниторазведку в плане выявления «ложных» аномалий, т. е. не связанных с повышенной концентрацией магнитных минералов. И здесь также может оказать помощь магнитный метод этой диагностики, основанный на изучении коэрцитивных спектров.

В работе [4] рассмотрены примеры изучения микромагнитных аномалий, вызванных электрическими разрядами атмосферного происхождения. Л. И. Боровиков и Б. Ш. Русинов, анализируя линейно вытянутые микромагнитные аномалии на одном из участков района Акчатау в Казахстане, пришли к заключению, что меридиональные аномалии приурочены к зонам наиболее глубокого заложения разломов с повышенной электропроводимостью. Такая информативность микромагнитных аномалий позволяет наметить новые признаки повышенной водонасыщенности и рудоносности горных пород и расширить перечень поисковых критерии рудных месторождений.

Коэрцитивный спектр остаточной намагниченности определяется как функция dI_{rx}/dh , где I_{rx} — остаточная намагниченность (какого-либо вида); h — амплитуда переменного размагничивающего поля. Спектр идеальной намагниченности I_n во многих экспериментах по изучению происхождения некоторой намагниченности выступает в качестве опорного, так же как спектр НС при исследовании особенностей магнитного состояния.

Большой опыт экспериментальных исследований показывает, что спектры размагничивания I_{ri} , I_{rt} и I_{rv} (т. е. видов намагнченности, занимающих на диаграмме Прейзаха — Нееля диагональную область перемагничивания) всегда имеют более или менее протяженный участок постоянных значений — участок их независимости от h . На этом участке возможно сопоставление КС разных видов намагнченности. Наиболее существенным является теоретическое соотношение КС намагнченностей I_{rt} и I_{ri} , образованных в одинаковом поле H :

$$dI_{rt}/dh = 2,7(dI_{ri}/dh).$$

Это соотношение неплохо подтверждается многочисленными лабораторными исследованиями образцов горных пород, содержащих многодоменные или псевдооднодоменные зерна магнитных минералов титаномагнетитового ряда. Для этих пород экспериментально определяемые коэффициенты, связывающие КС намагнченностей I_{rt} и I_{ri} , имеют значения в интервале 1,8—3,6 и распределяются по образцам с отчетливым максимумом от 2,5 до 3,0.

При изучении природы I_n эксперименты проводят по следующей схеме:

- 1) получают кривую $I_n(h)$ размагничивания I_n переменным полем, вычисляют значения dI_n/dh по ее линейному участку;
- 2) создают намагнченность I_{ri} в постоянном поле, равном предполагаемому (геомагнитному) полю образования I_n ;
- 3) получают кривую $I_{ri}(h)$ и вычисляют значения dI_{ri}/dh .

Если скорости разрушения I_n и I_{ri} различаются в 2—3 раза, можно с уверенностью говорить о высокотемпературном происхождении намагнченности I_n , т. е. о ее термоостаточной природе. Если же это отношение $v_n < 2$, то вопрос требует дополнительного изучения, так как к снижению отношения спектров I_n и I_{ri} может привести временная остатенность I_n . Признаком такой остатенной намагнченности является наличие участка постоянных значений dI_n/dh , по протяженности примерно совпадающего с соответствующим участком dI_{ri}/dh при отношении v_n не ниже единицы.

Особенности комплексного воздействия аномальных явлений атмосферного электрического поля на горные породы (образование фульгуритов, мартитизация, дезинтеграция и др.), включая вопросы их намагнченности, рассмотрены в ряде работ, например [32]. Узнать, что остаточная намагнченность обусловлена магнитным полем молнии, можно по целому ряду признаков; практически это не вызывает затруднений.

Отличительным свойством намагнченности пород, созданной молнией, является кажущаяся хаотичность ее распределения по модулю и направлению в пределах сравнительно небольших площадей (рис. 36). Эта хаотичность (даже в простейшем случае «точечной» молнии с вертикальным вхождением

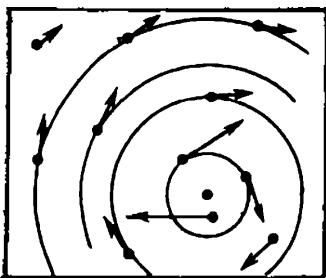


Рис. 36. Ориентация векторов I_n пород, намагниченных разрядом молнии.

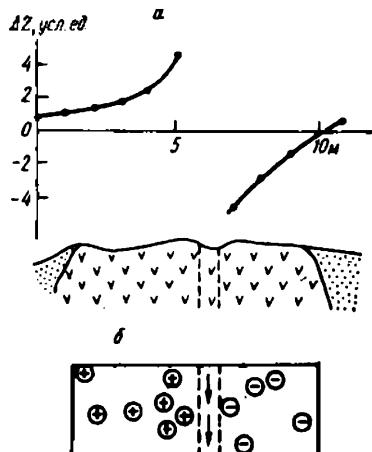


Рис. 37. Дайка диабазовых порфиритов в песчаниках, намагниченная разрядом молнии.

а — график поля ΔZ ; б — план распределения магнитной полярности образцов (стрелками указано направление тока молнии).

тока) может быть обусловлена неровностями рельефа, а также отсутствием точной привязки исследуемых образцов друг относительно друга, случайному расположением центра молнии в пределах изученного участка.

Другим признаком намагниченности, обусловленной молнией, может быть очевидная «приповерхность» источника наблюдаемой аномалии магнитного поля (рис. 37), что иллюстрируется наблюдениями Б. Ш. Русинова на участке намагничивания пород горизонтальным током молнии. Микромагнитная съемка шагом 1 м по профилю, пересекающему трещину в дайке диабазовых порфиритов, выявила аномалию вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ . Тот факт, что ток молнии протекал именно по трещине (при этом — с севера на юг), подтвердился соответствующим распределением магнитной полярности образцов пород, отобранных с западной и восточной сторон трещины.

В общем случае возможен сложный ломаный путь тока молнии в соответствии с конфигурацией ослабленных зон в толще пород. Поэтому могут наблюдаться магнитные аномалии разных форм и протяженности. Здесь может оказаться полезным анализ природы намагниченности пород методом КС (рис. 38). Вид КС намагниченности I_n определил ее как термоостаточную или идеальную. Однако I_n возникает в геомагнитном поле около 0,5 Э, поэтому экспериментально получен-

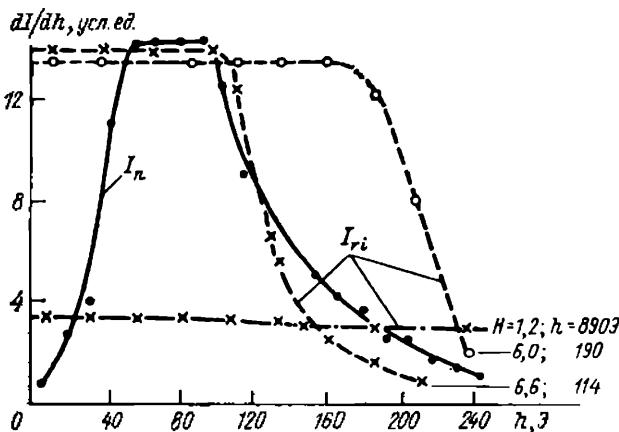


Рис. 38. Моделирование естественной остаточной намагниченности I_n на основе совпадения ее квазиритмического спектра со спектром идеальной намагниченности I_{ri} .

ное соотношение $v_n \approx 0,08$ при образовании I_{ri} в постоянном поле $H = 0,5$ Э исключило возможность термоостаточного происхождения I_n . Это же соотношение позволило оценить модуль постоянного поля образования I_n в процессе естественного намагничивания, близкого к идеальному, как примерно в 12 раз больший чем 0,5 Э.

Выбор переменного поля h образования I_n определяется из того факта, что начало резкого спада значений КС идеальной намагниченности наступает при амплитуде размагничивающего поля $h - H$ (см. гл. 1). Спектр I_{ri} при $H = 6$ и $h = 190$ Э показывает, что было выбрано недостаточное поле H для образования соответствующей идеальной намагниченности и слишком большое поле h для воспроизведения спектра I_n . Совпадение спектров I_n и I_{ri} при $H = 6,6$ и $h = 114$ Э можно считать достаточным для того, чтобы определить параметры природного процесса идеального намагничивания образца: $H = 7$ и $h = 110$ Э.

Заметим, что, оценив подобным образом напряженность $h + H$ магнитного поля молнии в ряде точек на разных расстояниях от центра грозового разряда (этот центр можно найти по кривой ΔZ) и представив грозовой разряд как бесконечный прямолинейный проводник с током, можно оценить среднюю силу тока в молнии. Разумеется, это лишь иллюстрирует уникальные возможности магнитных методов изучения горных пород, не представляющие в данном варианте интереса для задач геологической съемки.

Изложенный здесь материал не исчерпывает проблему определения природы естественной остаточной намагниченности магнитными методами, но освещает главные аспекты использования методов коэрцитивных спектров в этом определении.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ КОЭРЦИТИВНЫХ СПЕКТРОВ

Обзор исследований магнетизма горных пород позволяет констатировать, что в лабораторных магнитных анализах метод коэрцитивных спектров становится одним из наиболее распространенных. К тем аспектам информативности коэрцитивных спектров, которые нашли отражение в настоящей главе, можно добавить следующее.

Понятие подобия остаточных намагниченностей, используемое, в частности, при диагностике I_{rt} , зиждется на подобии КС этих намагниченностей [3]. Получение диаграммы Прейзаха — Нееля, необходимое для оценки типа доменной структуры [Иванов В. А. и др., 1981 г.], по существу является исследованием КС серии идеальных намагниченностей образца, различающихся интенсивностью постоянного поля их образования.

Использование метода КС возможно при наличии измерительного прибора (например, МА-21) и установки для намагничивания и размагничивания образцов горных пород, простейший вариант которой был предложен очень давно, но до сих пор не утратил своего значения [36]. Моделирование естественного магнитного состояния с целью оценки температуры его формирования требует дополнительно лишь некоторого нагревательного устройства (например, муфельной печи) с контролем температуры хотя бы до 500—600 °C.

Необходимо рассмотреть некоторые обязательные, вытекающие из материала гл. 1 требования к методике изучения магнитных характеристик вообще и параметров КС в особенности.

1. Повторяемость и сопоставимость результатов намагничивания горных пород могут быть достигнуты только при учете исходного магнитного состояния образцов и поддержания его идентичности в соответствующих экспериментах. Учет исходного состояния становится не обязательным при тех процессах намагничивания, где применяется воздействие высокой температуры ($T > T_c$, термоостаточноес намагничивание) и полей, близких к H_s (получение намагниченности насыщения I_s или I_{rs}), так как эти воздействия ведут к уничтожению магнитной предыстории.

2. Закономерности гистерезисных кривых предполагают плавное изменение магнитного поля. В упомянутой выше установке это легко достигается постепенным извлечением образца из соленоида с током по направлению оси соленоида.

Плавность изменения поля H в процессах намагничивания обеспечивает гораздо лучшую сходимость повторных результатов по сравнению со способом его резкого выключения и при получении КС должна выдерживаться обязательно. Так же обязательна плавность уменьшения амплитуды переменного поля при размагничивании образца, что достигается тем же способом.

3. При ощутимых проявлениях магнитной вязкости («сползание» отсчета в процессе измерения, скажем, в течение 1—3 мин) должно фиксироваться и выдерживаться одинаковым время t' , прошедшее от момента действия магнитного поля на образец до измерения. Так как значение I_r получается из двух (как минимум) отсчетов (поворот образца на 180°), то к измеренным значениям обычно «привязываются» моменты обоих отсчетов. Надо заметить, что даже при этих предосторожностях КС магнитно-вязких образцов, как правило, получаются с меньшей точностью, чем КС образцов слабо вязких. Особенно внимательным надо быть, приступая к изучению коллекции образцов осадочных пород или кислых эфузивов.

4. Длительное хранение образцов со значением $Q < 1$ в земном магнитном поле может привести к значительному изменению модуля и направления их остаточной намагниченности, вплоть до полного перемагничивания. Всегда предпочтительным является хранение образцов, не подвергнутых лабораторным воздействиям, в положении *in situ* или хотя бы с сохранением ориентировки «верх — низ».

5. Любое лабораторное воздействие на образец горной породы (за исключением воздействия времени) необратимым образом меняет его естественное магнитное состояние. Для комплексного исследования этого состояния (например, для получения одновременно коэрцитивного спектров ЕС и I_n) необходимо располагать дубликатами образцов, изготовленными из одного штуфа.

6. Размагничивание переменным полем проводится в отсутствие постоянного поля, т. е. при помещении образца в пространство колец Гельмгольца (при температурном размагничивании образец можно помещать в это пространство только на время охлаждения). Чем точнее выполнена компенсация геомагнитного поля, тем однороднее будет процесс разрушения остаточной намагниченности без одновременного образования паразитных компонент (так называемого подмагничивания). Уточнение компенсации имеет, однако, некоторый разумный предел (скажем, на уровне вариаций геомагнитного поля).

Надо заметить, что компенсация не устраниет помех, связанных с нестабильностью напряжения сети переменного тока, с наличием в нем постоянной составляющей и т. п. Влияние некоторых из этих помех может быть устранено следующим простым приемом: следует изменять ориентацию образца при

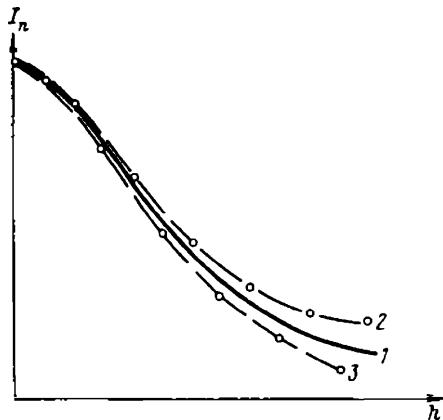
Рис. 39. Определение истинной кривой размагничивания (1) по экспериментальной зависимости $I_n = f(h)$, полученной при чередовании направления I_n вдоль оси соленоида с условно прямого (2) на обратное (3) поворотом образца на 180° .

воздействии некоторого переменного поля h_2 по сравнению с его ориентацией при предшествующем приложении поля $h_1 < h_2$ (обычно это поворот образца на 180° вокруг оси, перпендикулярной к плоскости магнитного меридиана). На кривой зависимости I_n от h это отразится в регулярном отклонении точек от истинной кривой поочередно по разные ее стороны. Очевидно, что эта истинная кривая получается путем вполне обоснованного осреднения экспериментальных данных (рис. 39).

Для температурного размагничивания существует возможность достижения очень высокой чистоты эксперимента. Это обеспечивается двойной защитой образца от магнитных воздействий при его остывании: с помощью пермаллоевого контейнера, помещаемого в кольца Гельмгольца.

7. Необходимо иметь в виду относительность понятия размагниченного состояния в практическом отношении. Если образец подвергнут воздействию переменного поля (в отсутствие постоянного) с плавно убывающей от некоторого значения h_{\max} до нуля амплитудой, он может оказаться полностью размагниченным ($I_r = 0$), но может и обладать какой-то не разрушенной этим полем остаточной намагниченностью. При этом имеет место следующее: а) эта остаточная намагниченность связана исключительно с теми доменами, для изменения намагниченности которых требуются поля H и $|h| > h_{\max}$; б) все процессы намагничивания образца в области полей, меньших h_{\max} , происходят совершенно так же, как при истинном НС, достигающем, очевидно, лишь при воздействии поля $h > h_{\max}$; в) остаточную намагниченность, которая остается у образца после воздействия поля h_{\max} , можно воспринимать как некоторый фон, не оказывающий влияния на ход дальнейших гистерезисных процессов, и следует вычленить ее из всех значений намагниченности, измеряемых в ходе последующего намагничивания.

Рассмотрим теперь детальнее операции получения коэрцитивных спектров и их параметров ψ_0 , Δ_m и N_t . Первичными данными при определении этих параметров является ряд значений остаточной намагниченности образца, полученных в ре-



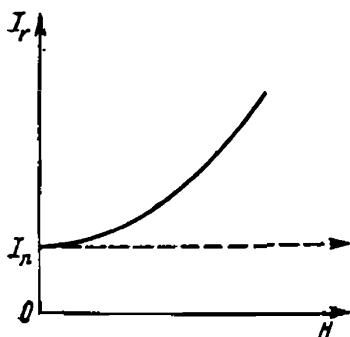


Рис. 40. Смещение оси абсцисс кривой нормального остаточного намагничивания при наличии у образца естественной остаточной намагниченности.

зультате воздействия на него постепенно возрастающего магнитного поля.

Нормальное намагничивание при исходном ЕС проводится при обязательном предохранении образца от каких-либо предварительных воздействий. Присутствующая в об-

разце намагниченность I_n принимается за нулевой уровень — ось абсцисс первоначального намагничивания приподнята на значение I_n (рис. 40). Понятно, что при определении в дальнейшем функции $dI_r/dH = f(H)$ этот уровень не имеет никакого значения.

Чаще всего в целях единообразия исследований намагничивание проводится в направлении вектора I_n (с погрешностью до 5—10°), т. е. по существу определяется КС домагничивания (см. гл. 5). Намагниченность (точнее, магнитный момент) можно выражать в наиболее удобных условных единицах — делениях шкалы магнитометра, так как определение параметров КС не требует знания абсолютных значений I_r . При этом по мере роста I_r расстояние R от образца до чувствительной системы будет увеличиваться, и, разумеется, все отсчеты должны быть привязаны к какому-то одному (обычно начальному) расстоянию. Для этого после действия некоторого поля необходимо провести измерение I_r на двух расстояниях от системы — предшествующего и последующего рядов измерений. Коэффициент, равный отношению отсчетов на этих расстояниях, в дальнейшем используется для привязки.

Примем способ измерений на равном удалении от обоих магнитов чувствительной системы (способ Г. П. Капралова, дающий возможность определять как остаточную намагниченность, так и индуцированную земным полем [36]). Отсчет по шкале магнитометра, соответствующий совпадению направлений I_r и $I_i = \mu Z$ (где Z — вертикальная составляющая геомагнитного поля), обозначим n_1 ; отсчет, получаемый при перевороте образца вокруг горизонтальной оси на 180°, — n_2 . Каждый из них представляет собой разность отсчетов, полученных при поднесении образца к системе и после его удаления (нуль-пункт). Очевидно, что $2I_r = k(n_1 - n_2)$; $2I_i = k(n_1 + n_2)$. Обозначим $(n_1 - n_2) = n_-$ и $(n_1 + n_2) = n_+$; тогда $Q_n = n_-/n_+$, если n_- получено как среднее геометрическое, а n_+ как среднее арифметическое по трем взаимно перпендикулярным осям образца. Дальнейшие операции будут проводиться уже только по какой-

либо одной оси и без определения значения n_+ , которое по мере роста n_- будет все менее и менее надежным.

Шаг изменений поля выбирается экспериментально. Лучше начать опыт с малых приращений H (5—10 Э), чтобы не пропустить характерных точек кривых, а при слишком медленном росте n_- увеличить эти приращения (до 20 Э и более). В кривой намагничивания при исходном ЕС достаточно получить семь-восемь точек $n_-(H)$. После этого выполняется размагничивание образца переменным полем, т. е. приведение его в физически определенное — нулевое — состояние (с учетом относительности понятия размагнченного состояния). Технические возможности получения очень больших полей h часто отсутствуют. Важно, чтобы было выдержано соотношение $h = (2 \div 3) H_{\max}$, где H_{\max} — максимальное намагничивающее поле.

Если выбранное нами направление в образце обозначить x , то переменное поле следует наложить на образец поочередно по трем осям в последовательности z, y, x или y, z, x . Важно, чтобы не было воздействия перпендикулярного поля после подготовки оси x [38]. Полученное значение остатка I_n , который почти всегда обнаруживается, является первой — «нулевой» — точкой повторной кривой намагничивания (из НС) и обуслов-

Таблица 3

Пример обработки данных по нормальному намагничиванию образца

H , Э	$n_-(R_1)$	$n_-(R_2)$	Δn_-	$\Delta n_- / \Delta H$	$H_{\text{ср.}}$ Э
---------	------------	------------	--------------	-------------------------	--------------------

Естественное исходное состояние

0	17		5	1,0	2,5
5	22		12	2,4	7,5
10	34		18	3,6	12,5
15	52		23	4,6	17,5
20	75	11	61	6,1	25
30	136	20	75	7,5	35
40	211	31	89	8,9	45
50	300	44			

Нулевое исходное состояние

0	11		4	0,4	5
10	15		15	1,5	15
20	30		31	3,1	25
30	61	9	48	4,8	35
40	108	16	64	6,4	45
50	173	25,5	82	8,2	55
60	255	37,5	91	9,1	65
70	346	51	92	9,2	75
80	438	64,5	88	8,8	85
90	526	77,5			

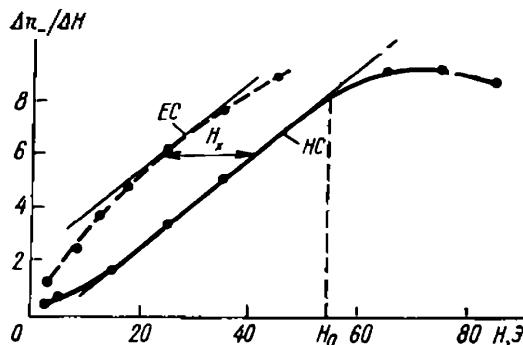


Рис. 41. Коэрцитивные спектры, построенные по экспериментальным данным табл. 3.

ливает в общем случае иное смещение кривой относительно оси абсцисс. Это намагничивание образца желательно проводить по крайней мере до того момента, пока функция $n_-(H)$ не превратится в прямую линию. Этот момент легко устанавливается по постоянству приращения n_- при постоянном шаге изменений H .

По полученным зависимостям $n_-(H)$ при исходных ЕС и НС можно определить параметры H_0 , H_x (следовательно, и N_T), а также γ_0 и Δ_m . Пример несложной обработки экспериментальных данных приведен в табл. 3 и на рис. 41. Выделенные жирным шрифтом в таблице значения не могут быть получены прямым отсчетом при R_1 и являются результатом пересчета с помощью соотношения, установленного при $H = -20$ Э (ЕС) и при $H = 30$ Э (НС). Заметим, что значения I_n и $I_n(h)$ не сыграли никакой роли в наших расчетах по определению приращения намагниченности. Параметр $N_T = H_x/H_0$ определяется в масштабе графика. В данном случае $N_T = 0,31$ характеризует температуру формирования ЕС, равную или выше точки Кюри ферромагнетика.

Очевидно, что $\gamma = (d^2 I_r / dH^2) (1/I_r) = d^2 Q_r / dH^2$, так как $I_r/I_i = Q_r$. Но $Q_r = n_-/n_+$, поэтому параметр $\gamma = (1/n_+) (d^2 n_- / dH^2) = (1/n_+) (d/dH) (\Delta n_- / \Delta H)$ и может быть вычислен по наклону экспериментальной кривой на рис. 41 к оси абсцисс. Легко видеть, что $(d/dH) (\Delta n_- / \Delta H) = 0,16$. При $n_+ = 34$ получим $\gamma = 0,0047$ или $\gamma_0 = 4,7$.

Другим распространенным экспериментом является размагничивание переменным полем. После измерения начального ($h = 0$) значения намагниченности (I_n , I_{ri} или другой) образец помещается внутрь колец Гельмгольца; на него накатывается соленоид, по которому течет переменный ток, обеспечивающий выбранную амплитуду h . Время действия поля с этой амплитудой обычно около 2–3 с. Затем соленоид плавно отводится

на достаточное расстояние и ток выключается [36]. После измерения оставшейся в образце намагнченности операция повторяется при увеличенной амплитуде поля. Шаг изменения h не имеет большого значения с точки зрения физики процесса и выбирается из соображений необходимой детальности кривой изменения намагнченности (при получении НС в предыдущем эксперименте на образец сразу воздействуют полем с максимально возможной амплитудой h).

Если намагнченность I_n близка к однокомпонентной и изучается ее спектр в сравнении со спектром I_{ri} , то все указанные операции осуществляются лишь по одному направлению в образце — по направлению полного вектора I_n ; по нему же затем создается и намагнченность I_{ri} . Если же задача состоит в изучении компонентного состава вектора I_n , изменений его направления в процессе разрушения менее стабильных компонент, необходимо налагать переменное поле по трем взаимно перпендикулярным осям образца при каждом значении амплитуды h . Сопоставление скоростей разрушения I_n и I_{ri} совершенно аналогично сопоставлению скоростей роста I_r при исходных ЕС и НС и может проводиться в делениях шкалы магнитометра, так как для выводов о природе I_n и о температуре ее образования важны лишь сравнительные характеристики I_n и I_{ri} . Техника получения значений dI_n/dh также аналогична приведенной в табл. 3.

5. МАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

ИЗМЕНЕНИЯ МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГОРНЫХ ПОРОД СО ВРЕМЕНЕМ

Все магнитные свойства и характеристики горных пород со временем претерпевают более или менее значительные изменения. Эти изменения связаны прежде всего с преобразованием магнитных минералов, причины которого могут иметь как внешнюю природу (гидротермальные, метасоматические, гипергенные и другие процессы, воздействующие на породы), так и внутреннюю (магнитное старение, распад титаномагнетитов и др.).

Происходящие при этом изменения магнитных свойств, определяемых составом, структурой, концентрацией ферромагнетика, соответствуют поведению этих немагнитных характеристик магнитных минералов и могут использоваться при решении обратных задач. Сложнее обстоит дело с изменениями тех магнитных параметров, которые характеризуют магнитное состояние (I_n , N_t и др.); решение этой задачи находится пока в начальной стадии.

Среди изменений магнитных характеристик, которые могут наблюдаться при стабильности (сохранности) состава и структуры ферромагнетика, можно различать обусловленные вариациями внешних условий (геомагнитного поля, температуры и других факторов) и релаксационные. Последние зачастую используются для возрастных оценок. Из числа параметров, испытывающих возрастные (релаксационные) изменения, фактор Q наиболее перспективен для исследований, так как он позволяет сопоставлять данные для пород с различной концентрацией ферромагнетика. Попытки привлечения этого фактора для оценок возраста предпринимались давно [3 и др.]. Напомним лишь основные ограничения метода Q .

Известно, что параметр Q зависит от целого ряда вневозрастных факторов, в первую очередь от начального значения, определяемого особенностями процесса образования остаточной намагниченности, составом и структурой зерен магнитных минералов, их размером. В силу этого осмысленная оценка возрастных соотношений по фактору Q возможна лишь для пород, близких по составу и условиям формирования.

Применение метода возрастной корреляции по параметру Q чаще всего затруднено теми искажениями, которые вносят в величины x и I_n вторичные компоненты намагниченности (вязкая, химическая) и новообразования магнитных минералов. Наиболее действенным путем преодоления этих трудностей является применение метода лишь к очень свежим, мало изменившимся породам, а в общем случае — к породам, возраст которых не превышает первые миллионы лет. Совершенно ясно, что характер релаксационного уменьшения Q со временем, даже при отсутствии вневозрастных влияний, предоставляет тем большие возможности для возрастной дифференциации пород, чем они в целом моложе. Из теоретических соображений например, следует, что значение Q за период от 1 до 10 млн. лет должно изменяться так же, как за последующие 90 млн. лет.

С учетом перечисленных условий и ограничений можно прийти к выводу о значительной перспективности установления и практического использования зависимости фактора Q от возраста в районах широкого развития молодых эфузивных пород. При ограничении исследований молодыми породами одного региона увеличивается вероятность совпадения геолого-физических и климатических условий их существования, с большой достоверностью могут быть идентифицированы первичный состав ферромагнетика и степень его изменения. Если при этом удается направить изучение на намагниченность заведомо одной и той же физической природы, то становится оправданным не только использование статистических корреляционных зависимостей, но и применение точных физических методов исследования. Так, по-видимому, обстоит дело в некоторых направлениях изучения вязкой намагниченности горных пород.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ПОРОД ПО ВЯЗКОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Первые же исследования вязкой намагниченности горных пород позволили высказать мысль о принципиальной возможности экстраполировать рост этой намагниченности в лабораторных условиях и путем сопоставления с естественной вязкой компонентой I_n , вектора I_n оценивать возраст пород. Возникающую под действием слабого (порядка земного) поля H вязкую намагниченность можно выразить следующим образом:

$$I_{ro} = I_r + S \lg t,$$

где S — коэффициент, линейно зависящий от H ; t — время действия поля; I_r — намагниченность, возникающая за единицу времени действия поля (нормальная остаточная намагниченность).

Отсюда легко получить время образования естественной вязкой намагниченности:

$$\lg t = (1/S) (I_{nv} - I_r).$$

Это время может быть найдено, если известны I_{nv} , S и I_r , при условии непрерывности процесса образования I_{nv} , т. е. при $t < t_x$ (где t_x — время устойчивого современного состояния геомагнитного поля). Величины S и I_r могут быть определены путем прямых наблюдений за ростом намагниченности образца с увеличением выдержки его в постоянном поле, равном геомагнитному полю места отбора образцов, при соответствующей среднегодовой температуре. Компонента I_{nv} может быть найдена в результате тщательного определения I_n непосредственно на месте отбора образцов и последующей магнитной чистки в лаборатории с выделением первичной намагниченности I_n^0 в предположении, что $I_n = I_n^0 + I_{nv}$.

Работами ВСЕГЕИ на наиболее благоприятных объектах (четвертичные террасы, содержащие гальки изверженных пород) было показано, что принципиально достижимая точность определений по этому методу делает целесообразным его использование лишь для грубо ориентировочных оценок возраста в тех случаях, когда другие методы оказываются неприменимыми [Кочегура В. В., Шолло Л. Е., 1969 г.].

Значительно более перспективным является статистический метод Б. В. Гусева [9], предложенный им еще в 1964 г. и успешно опробованный на ряде геологических объектов. Суммирование проекций векторов I_n группы галек на параллельную геомагнитному полю ось надежно определяет среднее значение I_{nv} . (При отсутствии вязкого намагничивания галек, положение которых со временем становления террасы фиксированно, сумма проекций I_n на любое направление при достаточном количестве опробований должна быть равна нулю.) Используя такое определение, Б. В. Гусев показывает, что намагниченность I_{nv} пропорциональна значению χ , а фактор $Q_v = I_{nv}/\chi$

Таблица 4

Зависимость естественной вязкой намагниченности от магнитной восприимчивости базальтовых галек [9]

Число галек	Пределы изменения $\chi \cdot 10^{-3}$ СГС	$\bar{\chi} \cdot 10^{-3}$ СГС	$\bar{I}_{nv} \cdot 10^{-3}$ СГС	Q_v
42	0,8—1,2	1,02	1,08	1,06
78	1,2—1,5	1,34	1,41	1,05
82	1,5—1,8	1,67	1,56	0,94
34	1,8—2,2	1,96	2,05	1,04

для групп галек, различающихся средними значениями χ , примерно одинаков в пределах террасы данного возраста (табл. 4).

Совершенно очевидно, что χ и I_{nv} в одинаковой мере пропорциональны концентрации ферромагнетика, поэтому фактор Q_v оказывается свободным от влияния этой концентрации. Примерная однородность состава ферромагнетика в гальках террасы обусловила относительно малый разброс значений Q_v , определяемых главным образом лишь временем становления намагниченности I_{nv} . При незначительных вариациях состава и структуры пород фактор Q_v может рассматриваться как однозначная магнитная характеристика.

Интересно в связи с этим вспомнить, что имеющиеся данные о параметре Q_v пород разного возраста (но старше 700 тыс. лет), полученные по совершенно разной методике, хорошо согласуются между собой. В. С. Печниковым и Л. Е. Шолпо [1965 г.] путем экстраполяции на время $t=700$ тыс. лет было предсказано значение $Q_v \approx 1$, которое вскоре было подтверждено В. В. Кочеткой путем прямого анализа компонент I_n дальневосточных базальтов [20]. Позднее Л. Е. Шолпо и С. А. Мамедов [1969 г.] подвергли специальному анализу ряд планарных распределений вектора I_n , наблюдаемых в естественных обнажениях различных, осадочных и изверженных пород. Этот анализ показал, что Q_v колеблется от 0,5 до 1,5.

М. А. Певзнер [1970 г.] на изверженных породах Камчатки вновь подтвердил важный вывод о независимости Q_v от χ . В работе Б. В. Бурова [1972 г.] тщательный анализ многих планарных распределений вектора I_n осадочных пород приводит к тому же порядку значений Q_v . Значение $Q_v \approx 0,75 \div 0,80$ можно видеть в примере, приведенном в публикации В. П. Бородина и др. [1974 г.]. Полученные в рассматриваемой работе Б. В. Гусева [9] данные для сопоставимости их с результатами других исследователей должны быть поделены на значение геомагнитного поля района исследований. При этом получаются значения Q_v от 0,7 до 1,7.

Независимость фактора Q_v от концентрации ферромагнетика (при $\chi_{\text{фC}} > \chi_n$) и слабое влияние на него состава и структуры пород определяют большие преимущества метода оценки возраста, основанного на измерении Q_v , по сравнению с методом I_{nv} . Очень важным является и то обстоятельство, что метод Б. В. Гусева достаточно прост и требует лишь около 50 стандартных измерений χ и I_n , выполняемых непосредственно на объекте (без хранения и перевозки образцов). Большая статистика этих измерений позволяет нивелировать индивидуальные особенности образцов и не предъявляет особых требований к точности каждого отдельного определения. Метод свободен и от тех трудностей, с которыми связано лабораторное моделирование процессов.

Метод Б. В. Гусева прежде всего может применяться для определения относительного возраста террас и их корреляции. Имея в виду хаотическую ориентацию векторов первичной намагниченности галек в момент становления террасы (число n_- галек с ориентацией вектора I_n^0 против направления геомагнитного поля равно числу n_+ галек с совпадающей ориента-

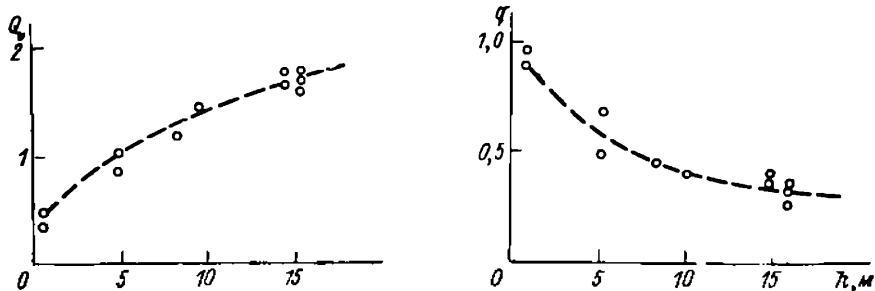


Рис. 42. Зависимость параметров вязкого перемагничивания галек от высоты h террас [9].

цией), Б. В. Гусев предлагает и еще более простой параметр, зависящий только от возраста галечников: $q = n_-/n_+$.

По мере увеличения времени вязкого намагничивания должно возрастать относительное число галек с прямой полярностью вектора I_n , т. е. параметр q должен уменьшаться. В данном случае оценка относительного возраста предельно проста; она сводится к фиксированию направления I_n галек относительно плоскости, перпендикулярной к вектору геомагнитного поля, в высоких широтах — к фиксированию направления вертикальной составляющей I_n .

Используя выражение для вязкой намагниченности $I_{nv} = -I_r + S \lg t$, Б. В. Гусев применил метод на севере Сибирской платформы в качестве абсолютного, оценив значения I_r и S на основе изучения I_{nv} трапповых галек русловых отложений ($t = 1$ год), юрских конгломератов и триасовых вулканических бомб ($t = 700$ тыс. лет, имеется в виду именно время образования I_{nv}). Полученные им данные для ряда речных террас не противоречат геологическим представлениям [9].

Изучив параметры Q_v и q для 19 морских террас архипелага Земля Франца-Иосифа, Б. В. Гусев установил отчетливую зависимость этих параметров от высоты h террас в интервале от 0 до 16 м (11 террас). Значение Q_v с увеличением высоты возрастает, q — уменьшается (рис. 42). Заметим, что относительное распределение точек, соответствующих разным террасам, на обеих кривых одно и то же. Для более высоких террас закономерность изменения Q_v и q нарушена, что означает нарушение ориентировки галек после формирования террас. Это может быть связано, по мнению Б. В. Гусева, с повышением уровня океана 1000—8000 лет назад, а также с различием скорости поднятия суши на разных ее участках. Последняя возможность подтверждается данными радиоуглеродной датировки некоторых террас, по которым одна из 20-метровых террас имеет тот же возраст, что и 10-метровая.

Таким образом, рассмотренный метод является достаточно надежным и простым для возрастной корреляции четвертичных галечников, которым иногда можно пользоваться и для абсолютной их датировки. Случай же несоответствия данных физическим закономерностям вязкого перемагничивания могут способствовать выяснению некоторых особенностей геологической истории формирования и развития изучаемых образований.

Заметим в заключение, что по данным анализа вязкой намагниченности возможна оценка возраста и некоторых осадочных пород [Гончаров Г. И., 1965 г.], хотя эти исследования достаточно сложны.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТНЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Принципиальная возможность оценки возрастных взаимоотношений пород заложена во многих характеристиках их магнитных свойств, хранящих «память» о палеовоздействии на магнитные минералы. При этом речь может идти и об относительном времени («раньше — позже») проявления некоторых геологических процессов. Так, например, если тектонические процессы приводят к расхождению векторов первичной намагниченности пород в разных частях сложной структуры, то метаморфические изменения могут вызвать потерю этой намагниченности; химической, термохимической и др.

Если на разных участках тектонической структуры вектор I_n имеет одно и то же направление в современных координатах, это и может означать более поздние (чем тектонические процессы) проявления метаморфизма. Об обратном относительном возрасте этих событий геологической истории пород будет свидетельствовать различие направлений I_n пород указанных участков, исчезающее при реконструкции первичного залегания пород. Аналогичные соображения используются в работе А. П. Милова и др. [1964 г.], где на основании изучения магнитной анизотропии было установлено, что наблюдаемое гнейсовидное строение гранитоидных пород связано не с процессами внедрения интрузии, а с более поздними тектоническими движениями.

Примеры подобного рода косвенных определений, разумеется, можно умножить, но мы лишь заметим еще, что их достоверность не во всех случаях достаточно высока. Конечно, ценность магнитных сравнительных оценок возраста повышается при комплексных геолого-геофизических исследованиях [Гусев Б. В., 1970 г.].

Наибольшей надежностью и ясностью геофизических предпосылок обладают определения возрастных взаимоотношений пород по данным изучения приконтактовых зон. Вообще говоря,

в приконтактовых зонах и геологические методы исследования дают, как правило, наиболее надежные сведения об относительном возрасте пород. Однако методы магнетизма обладают спецификой, позволяющей расширить возможности методов геологических, повысить их достоверность в трудных случаях, а иногда упростить или ускорить решение вопроса.

Приконтактова зона характеризуется тем, что в ней наиболее ощутимым является результат воздействия одних пород на другие. Любой метод должен, во-первых, выявить следы этого воздействия и, во-вторых, доказать соответствие выявленных следов определенному отношению возраста контактирующих пород. При этом один метод исследования может обнаружить изменения пород на больших, другой — на меньших расстояниях от контакта. Как показывает практика, магнитные методы в этом отношении обладают достаточной силой. Рассмотрим пример исследований, выполненных совместно с Н. Г. Бузковой и М. И. Литваком в Байназарском районе Центрального Казахстана.

Были изучены контакты гранитов массива Шетский Койтас (C_2) с диоритами (C_2) и граносиенитами байназарского (C_3 — P_1) комплекса. Массив Шетский Койтас сложен порфировидными биотитовыми гранитами, условно относимыми к третьей фазе топарского комплекса. На юге массива эти граниты контактируют с породами байназарского комплекса, который на данном участке представлен граносиенитами, содержащими блоки диоритов.

Если считать, что диориты органично входят в состав байназарского комплекса и являются одновозрастными с граносиенитами, то факт прорывания этих диоритов биотитовыми гранитами заставляет отнести породы массива Шетский Койтас к пермскому (акчатаускому) комплексу. Если же диориты имеют более древний возраст по сравнению с граносиенитами, относятся к первой фазе топарского комплекса и слагают внутри байназарских тел лишь «блоки» — ксенолиты, то тогда возраст массива определяется соотношением биотитовых гранитов с граносиенитами. Если граносиениты древнее, то граниты Шетского Койтаса — пермские. Если граносиениты моложе, то граниты — среднекаменноугольные (топарские). Геологические исследования не устанавливают взаимоотношения этих пород. С целью определения их возрастной последовательности на контакте биотитовых гранитов с граносиенитами и диоритами были отобраны образцы для магнитных исследований.

В соответствии с одним из вариантов существующих геологических представлений изученные породы помещены в табл. 5 так, чтобы увеличение возраста шло в направлении сверху вниз. При этом зоны контакта гранитов с граносиенитами и диоритами рассматриваются раздельно. Нетрудно видеть, что исходное направление естественной остаточной намагничен-

Таблица 5

Магнитные свойства горных пород в зоне контакта

Породы	$\bar{h}, 10^{-6}$ СГС	Направление намагниченности I_n			
		Исходное		После чистки	
		D	J	D	J
Граносиениты	500	219° 213 228 210	—25° —55 —64 —30	200° 205 200 207	—32° —44 —51 —39
Породы в зоне контакта граносиенитов с гранитами	800	348 355 290 332	13 38 68 36	340 331 145 230	—42 —70 —8 —30
Породы в зоне контакта гранитов с диоритами	1200	202 200 236 270 118	—40 —36 12 70 —5	200 184 235 228 160	—40 —28 —46 —30 —76
Диориты	2500	170 278 244 177 212	13 64 11 16 —13	208 164 268 256 112	—11 —20 —45 —31 —57

ности характеризуется сравнительно хорошей однородностью в образцах как граносиенитов, так и гранитов, однако в гранитах лишь в контакте с диоритами. Здесь вектор I_n близок к направлению, характерному для пород района, тогда как в контакте с граносиенитами этот вектор гранитов близок к вектору современного геомагнитного поля. Значительный разброс отличает направления намагниченности диоритов. Все это соответствует наличию вторичных процессов намагничивания пород: гранитов — в зоне их контакта с граносиенитами (т. е. обусловленного внедрением граносиенитов), диоритов — в контакте с гранитами.

Следовательно, можно предполагать, что граниты имеют более молодой возраст, чем диориты, а граносиениты в свою очередь моложе гранитов. Это предположение согласуется и со следующими данными.

1. Магнитная чистка мало изменила среднее направление вектора I_n граносиенитов и гранитов в зоне контакта с диоритами (зона закалки), сохранив его близким к «нормальному»

направлению для изученных пород района. Магнитная чистка гранитов из зоны контакта с граносиенитами и диоритов обнаружила факт вторичности перемагничивания пород (наблюдаемого в исходном состоянии), несколько приблизила среднее направление их намагнченности к «нормальному», но не смогла полностью уничтожить следы перемагничивания. Последнее обстоятельство может означать вторичный нагрев пород до температуры, близкой к T_c , что соответствует малому (до 1 м) расстоянию изученных образцов от контакта.

2. Те же диориты, изученные в обнажениях, удаленных от контакта, имеют среднее направление вектора I_n , характеризующееся азимутом $D=215^\circ$ и наклонением $I=-38^\circ$, а естественный разброс направлений вектора в образцах свидетельствует о большей сохранности первичной намагнченности, чем в приконтактовой зоне.

В геологической практике иногда наблюдаются визуально противоречивые возрастные взаимоотношения жильных (рудных и дайковых) тел. Особые трудности вызывает установление последовательности их образования при отсутствии видимых взаимных пересечений. Геолого-структурные, петрографические и минералого-геохимические критерии не всегда могут внести достаточную ясность вследствие конвергентности ряда диагностических признаков. Сравнительное изучение некоторых магнитных характеристик в приконтактовых зонах и на удалении от них, как показали работы Ю. С. Бретштейна [1974 г.], могут в этих условиях дать более однозначный ответ на вопрос об относительной возрастной последовательности формирования тел.

Им изучены, в частности, дайки и редкометалльно-сульфидные рудные тела на некоторых оловорудных месторождениях. Как правило, в приконтактовых зонах мощностью до 10—25 см более древних даек или сульфидных жил отмечается улучшение кучности распределения вектора I_n и увеличение фактора Q , что можно связать с высокотемпературным воздействием более молодых жильных тел, приведшим к образованию «молодой» термоостаточной намагнченности. Эту намагнченность несут как первичный ферромагнетик более древних пород, так и новообразованные магнитные минералы. По мнению Ю. С. Бретштейна, в условиях изученных им месторождений независимо от генезиса ферромагнетика более древнее дайковое или рудное тело почти во всех случаях можно отличить по указанным признакам.

В заключение заметим, что мы не рассматриваем здесь чисто палеомагнитные методы оценки возраста горных пород, хотя на долю этих методов приходится основная масса выполненных к настоящему времени определений возраста в практических геологических целях.

6. МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГНИТНОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Магнитная анизотропия является общим свойством горных пород. Об этом свидетельствуют многочисленные исследования, проведенные на всех типах горных пород: осадочных, вулканических, plutонических и метаморфических. Под термином магнитная анизотропия (МА) горной породы понимают изменение намагниченности в зависимости от направления приложения магнитного поля. МА проявляется также в отклонении вектора намагниченности (индуцированной или остаточной) от направления внешнего поля.

Среди различных причин образования МА важная роль отведена одноосным давлениям при высокой температуре, сопровождающим кристаллизацию и особенно перекристаллизацию пород. Данные статистических исследований анизотропии различных типов горных пород говорят о принципиальной возможности установления количественных соотношений между параметрами МА и режимом кристаллизации. Явная связь МА пород с их текстурными особенностями, в частности анизотропии магнитной восприимчивости с упорядочением длинных осей магнитных минералов, показывает, что ее измерение полезно для изучения структурных элементов деформированных пород.

Изучение анизотропии осуществляется несколькими методами. Для этой цели используют различные характеристики горных пород: магнитную восприимчивость κ (метод слабого поля); намагниченность насыщения I_s (метод сильного поля); остаточную намагниченность I_r или I_{rs} (метод остаточной намагниченности).

Самым разработанным и популярным является метод определения анизотропии по магнитной восприимчивости. Преимущество этого метода заключается в простоте математической обработки результатов измерений, так как восприимчивость можно записать в виде симметричного тензора второго порядка, а также в возможности использования разнообразных измерительных приборов — спиновых, криогенных и астатических магнитометров.

Метод определения МА с помощью намагниченности насыщения (метод сильного поля) тоже хорошо разработан, но он

требует источника сильного магнитного поля, а измерения могут проводиться исключительно на магнитометрах типа крутильных весов [Валегжев S. K., Stacey E. D., 1967 г.]. Преимущество метода сильного поля заключается в том, что существует возможность разделения МА горной породы на компоненты, связанные с разными минералами.

Метод использования анизотропии остаточной намагченности рассматривался Д. М. Печерским [29], Л. Е. Шолло [38], В. Н. Завойским [13] и др. Как и в методе слабого поля, здесь возможно применение широкого круга измерительных приборов. Теоретический анализ показал, а сопоставление экспериментальных данных подтвердило, что значение МА горных пород, определенное по нормальной остаточной намагченности, больше, чем измеренное по восприимчивости. Соотношение анизотропий разных методов можно выразить формулой

$$(\chi_{\max}/\chi_{\text{трн}})^3 = I_{\max}/I_{\text{трн}}.$$

Магнитную анизотропию в большинстве случаев следует рассматривать как результат проявления нескольких причин. Главными источниками ее служат: во-первых, анизотропия магнитных минералов и упорядочение кристаллографических осей; во-вторых, анизотропия формы зерен магнитных минералов и упорядочение длинных (коротких) осей этих зерен. Кроме того, принимают участие обменная анизотропия; анизотропия, связанная с взаимодействием магнитных зерен, выстроившихся в цепочку; анизотропия магнитного состояния (упорядочение доменов) и анизотропия, наведенная механическими напряжениями.

Магнитные свойства горных пород обусловлены главным образом присутствующими в них зернами ферромагнитных минералов. Анизотропия магнитной восприимчивости этих минералов является важным элементом МА горных пород. Рассмотрим анизотропию магнетита, пирротина и гематита как наиболее распространенных в природе ферромагнитных минералов.

Магнетит изотропен в слабом магнитном поле. В сильном магнитном поле появляется анизотропия восприимчивости [26]: ось легкого намагничивания параллельна кристаллографическому направлению [111], ось трудного намагничивания — направлению [100].

Гематит обладает анизотропией в слабом и сильном магнитных полях. Ось трудного намагничивания является осью *c*, вдоль которой восприимчивость приблизительно на два порядка ниже, чем в базовой плоскости, являющейся плоскостью легкого намагничивания в слабом поле. При намагничивании в сильном поле возникает дополнительная трехосная анизотропия в базовой плоскости [Porath H., Raleigh C., 1967 г.; Uyeda S. и др., 1963 г.].

Пирротин, вернее его ферромагнитная модификация (моно-клиинный или псевдогексагональный пирротин), имеет анизотропию, подобную анизотропии гематита. Восприимчивость в базовой плоскости приблизительно на три порядка выше, чем в направлении оси c [Uyeda S. и др., 1963 г.].

В горных породах с ничтожным содержанием ферромагнитных минералов при изучении МА в слабом поле возникает проблема оценки влияния анизотропии диа- и парамагнитных кристаллов, например таких как ферромагнезиальные силикаты и кальциты [Wagner J. и др., 1981 г.].

В статье [44] проанализировано влияние магнитной анизотропии зерен ферромагнитных минералов на МА горных пород. На модели показано, что если анизотропия зерна мала, то МА горной породы зависит от нее и от степени упорядоченности зерен, а если анизотропия зерна велика, то главная роль принадлежит преимущественной ориентации зерен. Совершенно очевидно, что анизотропия зерна является функцией анизотропии формы и магнитной восприимчивости. Это легко показать на удлиненном зерне, имеющем форму эллипсоида вращения ($b=c < a$), для которого анизотропия восприимчивости

$$P_3 = (\kappa_a/\kappa_b) [(1 + \kappa_b N_b)/(1 + \kappa_a N_a)],$$

где κ_a , N_a и κ_b , N_b — восприимчивость и размагничивающий фактор вдоль осей a и b .

Для зерен изотропного материала ($\kappa_a = \kappa_b$) формула упрощается и видно, что анизотропия зерна в этом случае зависит от восприимчивости и степени удлинения зерна. Если зерна выполнены из слабомагнитного материала ($\kappa \rightarrow 0$), то преобладающее значение приобретает анизотропия материала (в этом случае $P_3 = \kappa_a/\kappa_b$), а влияние формы зерна резко снижается.

На основании этого анализа в приближении эллипсоидальных зерен сделан вывод о том, что для магнетитсодержащих пород может наблюдаться зависимость МА горной породы и от формы зерен и от степени их упорядоченности. Ферромагнитный пирротин обладает анизотропией формы зерна только в базовой плоскости и выражена она менее сильно, чем для магнетита. Форма зерен гематита и других слабомагнитных минералов не оказывает влияния на анизотропию горной породы.

Магнетит изотропен в слабом магнитном поле. Следовательно, упорядочение кристаллографических осей в магнетитсодержащих породах не влияет на их магнитную анизотропию. Напротив, магнито-кристаллографическая анизотропия гематита и пирротина чрезвычайно высокая (порядка 100 и более). Анизотропия горных пород, магнетизм которых обусловлен этими минералами, в большой степени будет зависеть от преимущественной ориентации осей c и не будет зависеть от анизотропии формы зерен.

МАГНИТНАЯ ТЕКСТУРА И ЕЕ ПАРАМЕТРЫ

При формировании горной породы в природных условиях складывается ее магнитная текстура. Магнитная текстура — это анизотропное распределение осей легкого намагничивания зерен магнитных минералов, заданное расположением и ориентировкой этих зерен в горной породе и отражающее ее общее строение. Магнитная текстура может быть описана с помощью параметров МА. Цель изучения МА пород состоит в том, чтобы получить информацию о магнитной текстуре породы и на ее основании выявить возможные геологические процессы, которые способны образовывать такие магнитные текстуры. Интерпретация результатов изучения анизотропии в общем случае не может быть проведена однозначно.

В горных породах с ярко выраженными текстурными элементами (слоистостью, сланцеватостью, наличием линейных образований) нередки случаи, когда МА приурочена к этим элементам. Например, направление минимальной восприимчивости, как правило, перпендикулярно к слоистости или сланцеватости, а направление максимальной восприимчивости близко к плоскостям напластования. Большое количество таких примеров позволяет предположить обусловленность МА деформацией горных пород и в тех случаях, когда макроскопически эта связь не видна.

Взаимосвязь МА пород с их текстурой позволяет использовать изучение магнитной анизотропии как метод структурно-петрографического анализа [38]. Магнитные текстуры можно разделить на типы: линейную, линейно-плоскостную и плоскостную, различающиеся параметрами МА. На модели горной породы Л. Е. Шолпо были рассмотрены типы магнитных текстур и найдены теоретические выражения для них в рамках метода остаточной намагниченности. Сущность модели заключается в том, что образец горной породы представляется как совокупность рассеянных в немагнитной матрице невзаимодействующих одноосных ферромагнитных зерен, которым приписан одинаковый средний магнитный момент. Процесс необратимого перемагничивания зерен осуществляется скачкообразным изменением ориентации магнитных моментов на 180° . В области слабых магнитных полей принято равномерное распределение зерен по критическим полям перемагничивания, что подтверждается экспериментальными данными.

С позиций этой модели магнитная анизотропия эквивалентна нарушению сферически равномерного распределения легких осей намагничивания в ансамбле ферромагнитных зерен, что обусловлено текстурой горной породы. Тогда анизотропия $A_r = I_{r, \min}/I_{r, \max}$ получает выражение через геометрическую меру текстуры. На рис. 43 показаны теоретические кривые и экспериментальные точки зависимости анизотропии A_r остаточной

Рис. 43. К определению текстурой магнитной анизотропии.

а — геометрические элементы анизотропии: 2α — угол текстуры, включающий в себя направления магнитных осей частиц, OO' — проекция плоскости текстуры; б — зависимость A_r от угла текстуры: 1 — плоскостной; 2 — линейной.

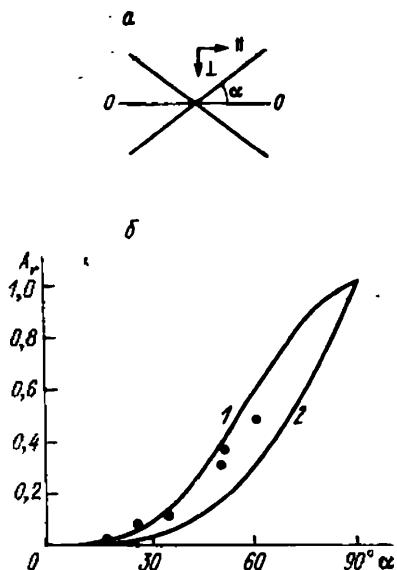
намагниченности от угла текстуры для плоскостной и линейной текстур. Для диагностики текстур важен признак чисто слоистой анизотропии, установленный Л. Е. Шолло и др. [1976 г.].

В древних породах, подвергшихся неоднократному действию механических напряжений, на исходную магнитную текстуру накладываются более поздние, и результирующая магнитная анизотропия этих деформированных пород может не совпадать с их структурными и текстурными элементами. Соотношение между эллипсоидом восприимчивости и эллипсоидом деформации изучалось на аспидных сланцах [45]. Обнаружено, что форма эллипсоида восприимчивости изменяется от удлиненной до сплющенной, тогда как эллипсоид деформации, найденный измерением формы конкреций, имеет только сплющенную форму.

Полученное различие объясняется несколькими причинами. Во-первых, образцы, по которым измерялась МА, значительно меньше по размерам, чем образцы для определения деформации, поэтому после статистической обработки данных МА может оказаться, что усредненные формы эллипсоидов будут подобными. Во-вторых, важным моментом при вычислении эллипсоида деформации является выбор объекта, так как известны случаи, когда эллипсоиды деформации, найденные по грауваковым и кварцевым галькам, имели разную форму.

Важным фактором, влияющим на МА горных пород, является также механизм ориентации магнитных зерен. В. Овенс [Owens W., 1974 г.] на теоретических моделях показал это и пришел к выводу, что при равных значениях деформирующих напряжений, но различных механизмах ориентации зерен, величина МА и форма эллипсоида восприимчивости могут существенно различаться. Для того чтобы на основании измерения МА оценить действовавшие напряжения, необходимо знать этот механизм.

В. Овенс рассмотрел три простых механизма: 1) упругие и деформационные свойства ферромагнитных зерен и сплошной



матрицы одинаковы, и в процессе деформации изменяется как ориентация, так и форма зерен; 2) переориентировке подвергаются длинные (короткие) оси магнитных зерен без изменения их формы; 3) магнитные зерна способны совершать сложные вращательные движения в матрице, которая представлена как вязкая жидкость, текущая под действием напряжений. В чистом виде ни один из описанных механизмов, вероятно, не встречается в природе. Лишь подробное изучение МА горных пород способно указать, какой механизм преобладает.

В слабом магнитном поле благодаря тензорной природе восприимчивости χ магнитная анизотропия породы вполне может быть описана с помощью собственных значений тензора восприимчивости, названных главными восприимчивостями (χ_1 — максимальная, χ_2 — промежуточная, χ_3 — минимальная), и направлений главных восприимчивостей (главные оси). Другим возможным способом представления анизотропии является эллипсоид восприимчивости. Оси этого эллипса равны величинам, обратным корню квадратному из главных восприимчивостей. Кроме того, для графического изображения анизотропии применяют эллипсоид значений восприимчивости, оси которого равны главным восприимчивостям. Следует различать эти эллипсоиды [Най Дж., 1960 г.].

Чрезвычайно удобно описывать МА пород через параметры, связанные с формой эллипса. В статье [44] приведен обширный список таких параметров, предложенных разными авторами. Их набор зависит от объекта исследования и решаемой задачи. Наиболее употребительны из них следующие.

Анизотропия определяется отношением $P = \chi_1/\chi_3$ или $H = (x_1 - x_3)/\bar{x}$, где $\bar{x} = (\chi_1 + \chi_2 + \chi_3)/3$ — среднее значение восприимчивости.

Магнитная линейность $L = \chi_1/\chi_2$ или $l = (x_1 - x_2)/\bar{x}$.

Магнитная сланцеватость $F = \chi_2/\chi_3$ или $f = (x_2 - x_3)/\bar{x}$.

Магнитная линейность характеризует интенсивность линейного упорядочения магнитных зерен вдоль направления, параллельного максимальной восприимчивости; магнитная сланцеватость — интенсивность упорядочения в плоскости, перпендикулярной к направлению минимальной восприимчивости. Преобладание магнитной сланцеватости над магнитной линейностью описывается выражением $E = \chi_2^2/(\chi_1\chi_3)$ или $m = (x_2 - x_3)/(x_1 - x_2)$.

Анизотропия может быть представлена параметром $P' = \exp\{2[(\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 - \eta)^2]\}^{1/2}$, где $\eta_i = \ln \chi_i$ ($i = 1, 2, 3$) и $\eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$. По сравнению с параметром P он дает более точную характеристику степени анизотропии, так как вычисляется по трем главным восприимчивостям.

О форме эллипса можно судить по значению параметра $T = [2(\eta_2 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3)] - 1$. Этот параметр изменяется от -1

(удлиненный эллипсоид значений) до +1 (сплюснутый эллипсоид значений), принимая значение 0, когда магнитная сланцеватость и магнитная линейность развиты одинаково.

Вычисленные значения параметров и направления представляются в графическом виде. Направления главных восприимчивостей отображаются на нижней полуплоскости стереографической проекции. Форма эллипсоида, как характеристика МА породы, может быть изображена несколькими способами на графике. Каждому исследованному геологическому объекту на таких графиках соответствует поле или область точек. Совокупность точек, соединенных линией в определенной последовательности, отображающей некоторый процесс, например очередность ступеней метаморфизма или деформации, называется траекторией изменения МА горной породы в ходе этого процесса. Графики, координатными осями которых являются параметры линейности и сланцеватости, удобны для анализа анизотропии деформированных пород, так как по виду они подобны графикам деформации пород и дают возможность корреляции траекторий напряжений и магнитной анизотропии [45]. В тех случаях, когда важно знать значение анизотропии, в качестве одной из осей берется параметр P (или P').

МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ ГОРНЫХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Для недеформированных осадочных пород можно с достаточной достоверностью установить взаимосвязь между внешними факторами и МА, поскольку в лабораторных контролируемых условиях удается смоделировать процесс осадконакопления. Несколько точно воспроизводятся в этих опытах естественные условия, показывают графики на рис. 44. По ним видно, что поля МА искусственных осадков и осадочных пород очень близки и, следовательно, выводы, сделанные для искусственных осадков, можно распространять и на естественные.

На основании лабораторных опытов Ф. Гроуда и Ф. Янак [Hrouda F., Janak F., 1971 г.] пришли к заключению, что самыми важными факторами являются гравитационное и магнитное поля Земли и течение воды. Обнаружено, что при наличии течений преобладающая роль в упорядочении длинных осей зерен принадлежит гидродинамическим факторам. В этом случае образующаяся магнитная линейность осадка, содержащего изотропный минерал, например магнетит, параллельна линии потока или слегка наклонена против течения. В сильных течениях удлиненные зерна способны вращаться вокруг длиной оси, и тогда магнитная линейность может быть перпендикулярна к направлению течения. В гематитсодержащих осадках

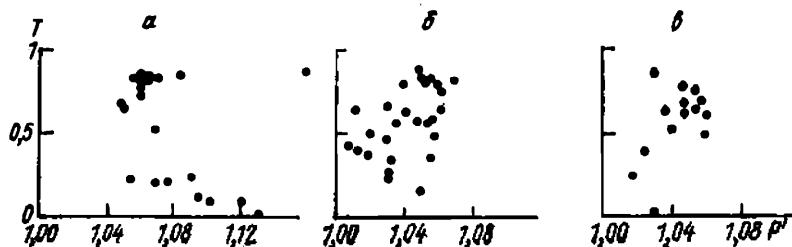


Рис. 44. Магнитная анизотропия осадочных горных пород [44].
а — искусственные осадки; породы: б — с магнетитом, в — с гематитом.

параллельно потоку направлена промежуточная восприимчивость.

Сопоставление направлений главных восприимчивостей с направлениями осадочных текстур подтвердило правильность выводов, сделанных по результатам лабораторных экспериментов. Между ними существует четкая корреляционная связь, которая позволяет применять МА осадочных пород для изучения, например, палеотечений [Апарин В. П. и др., 1972 г.].

В отсутствие течения воды на ориентацию магнитных зерен влияет наклон дна. Длинные оси зерен в этих условиях выравниваются вдоль падения дна.

Геомагнитное поле принимает участие в упорядочении только мелких зерен размером менее 0,03 мм. Вопрос распределения длинных осей зерен в осадках под влиянием земного магнитного поля рассматривался в работах [16, 26]. Интенсивность максимума распределения связана с географическими координатами осадка, так как решающее значение имеет горизонтальная составляющая поля. В идеале азимут направления максимальной восприимчивости должен совпадать с азимутом поля Земли, соответствующего времени осадконакопления.

Деформации осадочных пород приводят к появлению деформационных текстур, которые также являются источниками магнитной анизотропии. Образуется новая магнитная текстура, отличающаяся от исходной как значением МА, так и направлениями главных восприимчивостей. Таким образом, сильное несогласие между направлениями магнитной анизотропии и осадочных текстур свидетельствует о значительной деформации породы, даже если отсутствуют при этом явные признаки деформационных текстур.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магнитная анизотропия вулканических пород рассмотрена в работе [42]. По значениям МА вулканических пород меньше, чем осадочных, а основным фактором, задающим магнитную текстуру, является течение жидкой лавы. Пространственное

Рис. 45. Схематическая карта лавового потока [44].

1 — карьер; 2 — граница лавового потока; 3 — место отбора образцов.

распределение магнитных зерен (как правило, они представлены минералами титаномагнетитового ряда) формируется в породе во время движения лавы.

Обнаружено, что магнитная сланцеватость располагается преимущественно в плоскостях, близких к плоскости течений лавовых потоков, силлов, даек. Магнитная линейность может быть и параллельна и перпендикулярна к направлению потока, что, по-видимому, обусловлено скоростью течения лавы и ее реологическими свойствами. Исследования МА вулканических пород преследуют цель: установить взаимосвязь между структурными элементами лавы и формой вулканических тел, с одной стороны, и направлениями главных восприимчивостей — с другой.

Наличие связи между магнитной линейностью и направлением движения лавового потока можно проиллюстрировать работой О. Колофиковской [Kolofikova O., 1976 г.], которая подробно изложена в публикации [44]. Был исследован четвертичный лавовый поток базальтового состава (рис. 45, 46). Магнитная линейность группы образцов, отобранных из карьера I в средней части лавового потока, равномерно распределяется вдоль

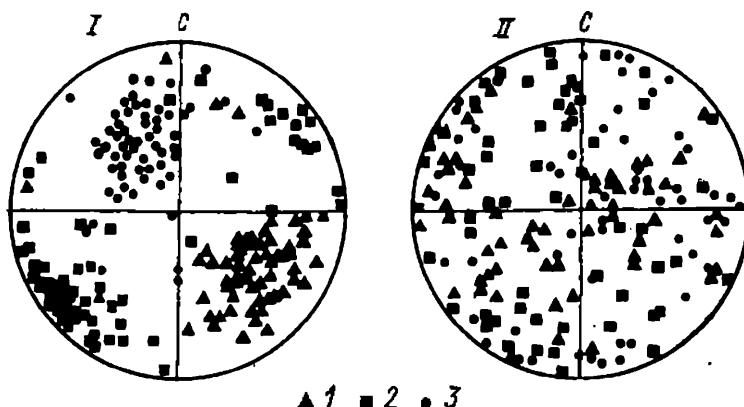
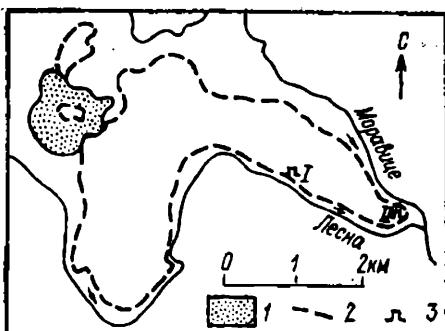


Рис. 46. Направление глазных магнитных восприимчивостей образцов лавового потока из карьеров I и II (см. рис. 45) [44].

Восприимчивости: 1 — максимальная, 2 — промежуточная, 3 — минимальная.

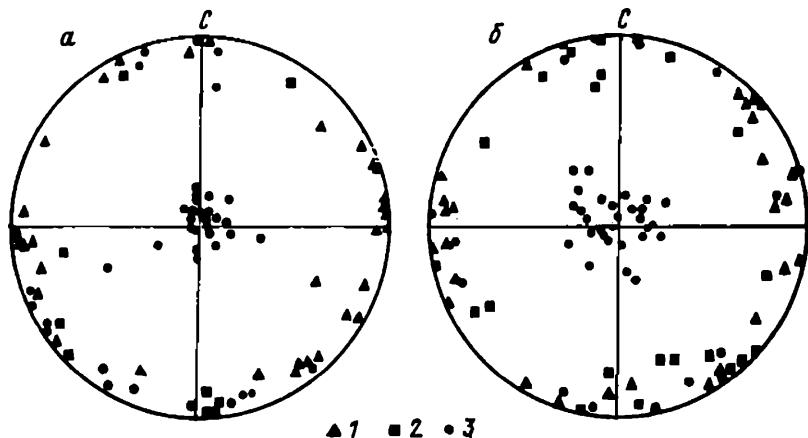


Рис. 47. Направления главных восприимчивостей для образцов, отобранных на силле Ломфьорден (а) и островах Бастиан и Роннбек (б) [42].

Восприимчивости: 1 — максимальная, 2 — промежуточная, 3 — минимальная.

длинной оси потока, и поэтому ее можно считать параллельной направлению течения. Магнитная сланцеватость по сравнению с плоскостью потока имеет более крутое падение, но она в среднем близка к плоскости течения. Для группы образцов, взятых из карьера II в конце лавового потока, нельзя определить средние направления главных восприимчивостей, настолько велико перемешивание их ориентаций. Этот факт объяснен влиянием турбулентности на фронте потока.

Хорошим примером использования магнитной анизотропии для решения геологических задач, в частности задач структурной геологии и глубинного картирования, служит работа [42]. Автором были изучены долеритовые породы о. Шпицберген с тем, чтобы выбрать одну из двух гипотез геологического происхождения островов Роннбек и Бастиан. Согласно одной гипотезе эти острова — остатки кольцевой дайки, так как они располагаются как бы на окружности; по другой гипотезе острова являются остатками неравномерно опущенного синклинала.

В качестве эталонного объекта был взят синклиналь Ломфьорден. Поскольку направления движения магмы при образовании дайки и синклиналя существенно различаются: в первом случае магма распространяется вертикально, а во втором — горизонтально, — то и ориентация главных восприимчивостей должна быть разной. Для синклиналя Ломфьорден было получено горизонтальное положение магнитной сланцеватости, т. е. полюс сланцеватости, совпадающий с направлением минимальной восприимчивости, ориентирован вертикально, как это и ожидалось (рис. 47, а). Направления главных восприимчивостей по образцам с островов Роннбек и Бастиан (рис. 47, б) по характеру распределения

полностью соответствуют силлу: магнитная сланцеватость почти горизонтальная, а не вертикальная, как это должно было бы наблюдаваться для даек. Таким образом, вторая гипотеза получила подтверждение благодаря изучению МА пород.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В отличие от осадочных и вулканических пород, значения МА плутонических пород колеблются в очень широких пределах (рис. 48). Причина этого объясняется следующим образом. Плутонические породы со структурами течений обладают низкими значениями анизотропии, поле которой перекрывается с полем вулканических пород. Можно предположить, что магнитная текстура таких плутонических пород сформирована под действием только движущейся магмы. Из исследований МА вулканических пород известно, что такой механизм упорядочения зерен малоэффективен для создания сильной магнитной анизотропии. Поле анизотропии ортогнейсов и гранитов имеет большие размеры и средний уровень МА сравнительно высокий. В формировании магнитной текстуры этих пород значительную роль играют пластические деформации, которые с большей эффективностью переориентируют удлиненные зерна.

Механизм ориентации зерен может быть установлен по тому, к каким структурным элементам пород тяготеют направления главных восприимчивостей. Если эти направления связаны со структурами течений магмы, то порода имеет магнитную текстуру течений, а если они связаны со структурами деформации — магнитную текстуру деформации. Значения МА для плутонических пород с деформационной магнитной текстурой всегда выше, чем для пород с магнитной текстурой течений.

Проиллюстрировать использование МА плутонических пород при геологическом картировании можно на примере расчленения массива Чиста-Есенице в Чехословакии (рис. 49) [41]. Массив, сложенный тисскими гранитами и чистецкими гранодиоритами, первоначально рассматривался как единое магматическое тело. Определения абсолютного возраста не противоречат этому предположению. Различие в химическом составе объяснялось дифференциацией магмы. Недавние гравиметрические исследования показали, что тисские граниты составляют протяженное тело, погружающееся на малую глубину, а чистецкие гранодиориты прослеживаются на большую глубину и представляют собой шток.

Применение полевых методов структурного анализа затруднено из-за отсутствия на больших площадях структурных элементов, поэтому были изучены магнитные свойства пород. Тисский гранит резко отличается от чистецкого гранодиорита прежде всего более низкими значениями магнитной восприимчивости (приблизительно в 100 раз) и магнитной анизотропии

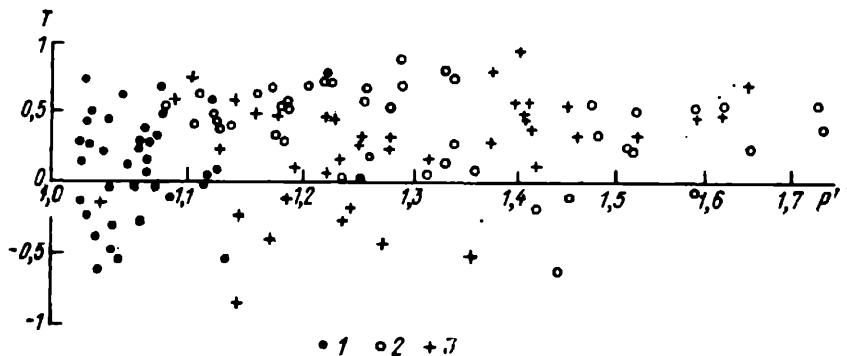


Рис. 48. Магнитная анизотропия plutонических горных пород [44].
Магнитная текстура: 1 — текущая, 2 — деформационная, 3 — магнетическая.

(1,01—1,05 против 1,20—1,60). Эти данные согласуются с предположением о возможности расчленения массива на два тела.

Ориентация главных восприимчивостей образцов, отобранных из западной и северной частей тела тиссских гранитов, показывает (рис. 50), что магнитная сланцеватость и магнитная линейность отдельных образцов сильно разбросаны. Средние направления магнитной сланцеватости в западной части тела — север-северо-восточные, а в северной — северо-восточные, что совпадает с простиранием структур протерозойских отложений.

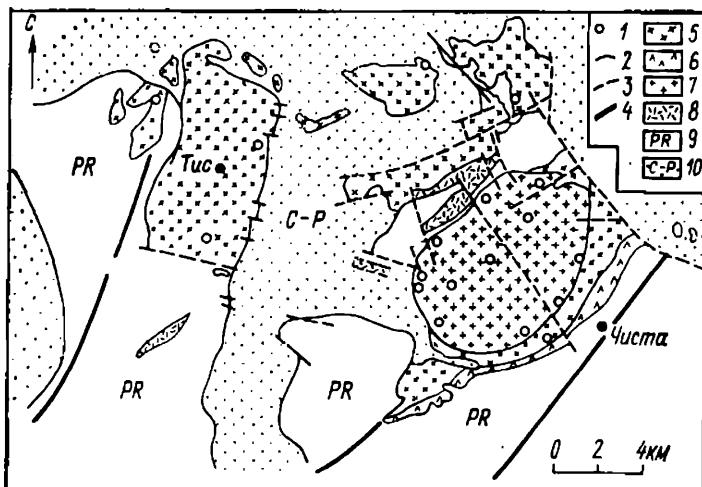
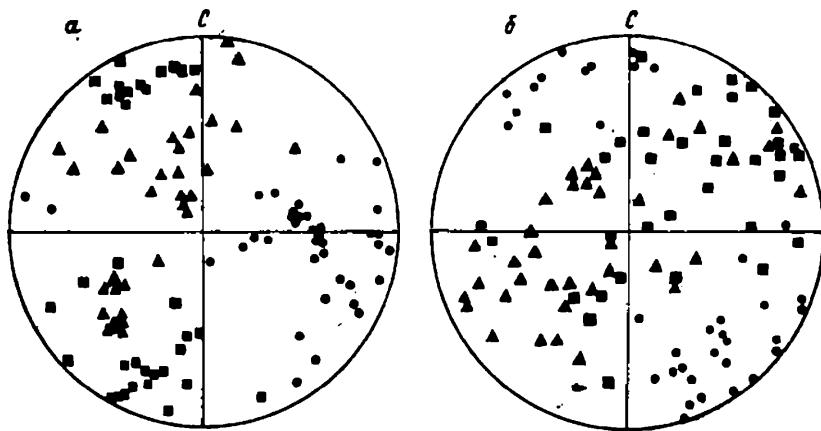


Рис. 49. Схематическая геологическая карта массива Чиста-Есенце [41].

1 — места отбора образцов; 2 — геологические границы; 3 — разломы; 4 — простирание главных протерозойских структур; 5, 6 — тиссские граниты; 7 — чистецкие гранодиориты; 8 — молодые вулканиты; образования: 9 — протерозойские; 10 — каменноугольно-пермские.



▲ 1 ■ 2 • 3

Рис. 50. Направления главных восприимчивостей образцов тисских гранитов [41].

Тела: *а* — западное; *б* — северное.

Восприимчивости: 1 — максимальная, 2 — промежуточная, 3 — минимальная.

Это подтверждает гипотезу об ассиントском возрасте тисских гранитов.

Средние направления главных восприимчивостей чистецких гранодиоритов показывают (рис. 51), что магнитная сланцеватость на западном и юго-западном краях повторяют форму

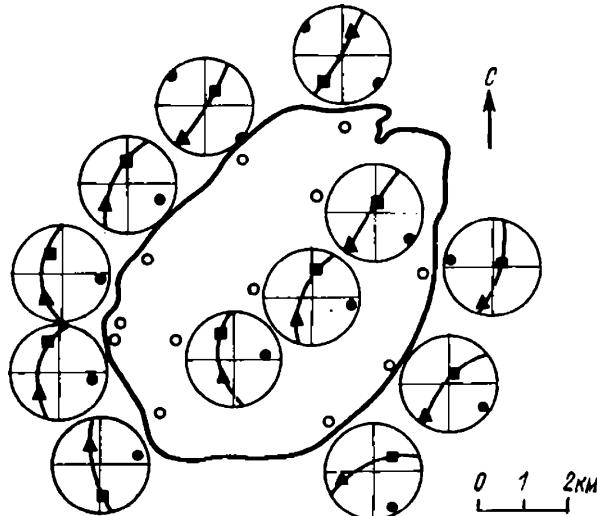


Рис. 51. Средние направления главных восприимчивостей образцов чистецких гранодиоритов [41].

Усл. обозначения см. на рис. 49, 50.

штока, а в центральной части круто падает, приближаясь к вертикальному положению; магнитная линейность почти горизонтальная. Значения анизотропии и пространственная ориентация эллипсоида восприимчивости позволяют сделать вывод, что такая магнитная текстура не могла быть создана гравитационной дифференциацией магмы, приведшей к куполообразной форме штока, а является, скорее всего, результатом движения вверх пластичных гранодиоритовых масс через более тяжелые вмещающие породы (диапировый механизм). Отсутствие взаимосвязи МА гранодиоритов с протерозойскими структурами свидетельствует о более позднем (возможно, варисцийском) их образовании. На основании приведенных аргументов тисские граниты и чистецкие гранодиориты можно рассматривать как два тела.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магнитная анизотропия метаморфических горных пород больше, чем осадочных и вулканических, и сравнима с МА плутонических, но диапазон колебания ее несколько уже. Магнитная анизотропия зависит от степени метаморфизма породы (рис. 52, 53). Для тех типов горных пород, которые возникли в результате прогрессивного регионального метаморфизма из осадочных пород, анизотропия при низких ступенях метаморфизма больше, чем для осадочных пород. Возрастание упорядоченности магнитных зерен связано, по-видимому, с участием механических напряжений в процессе метаморфизма. Под действием напряжений происходят пластическая деформация породы, что является эффективным средством ориентирования

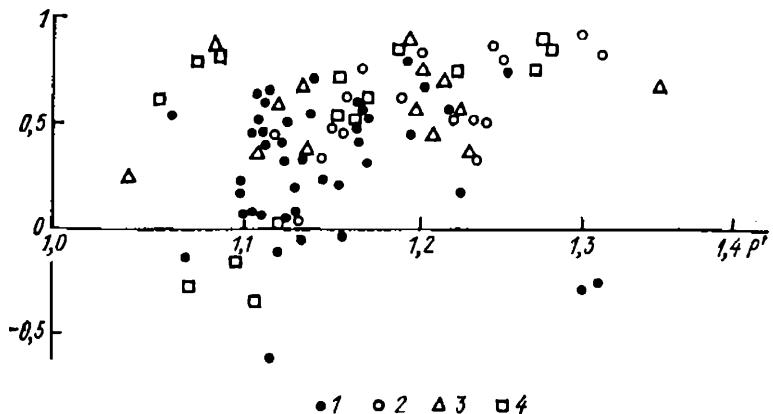


Рис. 52. Магнитная анизотропия метаморфических горных пород [44].

1 — аспидные сланцы; 2 — филлиты; 3 — слюдистые кристаллические сланцы; 4 — гнейсы.

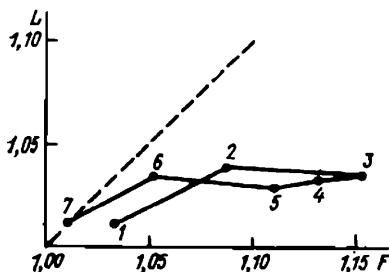


Рис. 53. Траектория изменения магнитной анизотропии с увеличением степени прогрессивного регионального метаморфизма [43].
 1 — осадочные породы; 2 — асбидные сланцы; 3 — филлиты; 4 — кристаллические сланцы; 5 — гнейсы; 6 — гранулиты; 7 — эклогиты.

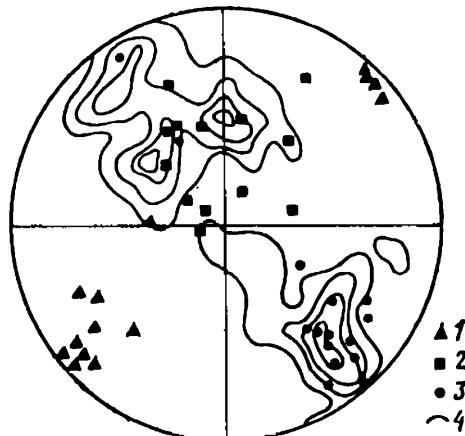


Рис. 54. Направления главных восприимчивостей и полюсов мётаморфической сланцеватости образцов из амфиболитового массива [44].

Восприимчивости: 1 — максимальная, 2 — промежуточная, 3 — минимальная, 4 — распределение полюсов сланцеватости.

зерен, а также направленная перекристаллизация ферромагнитных зерен. При более высоких ступенях метаморфизма МА остается почти постоянной. На очень высоких ступенях метаморфизма отмечается уменьшение МА.

Магнитная сланцеватость метаморфических пород параллельна сланцеватости кливажа или метаморфической слоистости (сланцеватости). Магнитная линейность в породах низких ступеней метаморфизма параллельна линейным структурным элементам, а в породах высоких ступеней она может быть параллельна линейности, созданной упорядочением силикатных зерен.

Многостадийность метаморфизма горных пород, во время которого изменяются характер и направление действия механических напряжений, в результате приводит к сложным для интерпретации взаимоотношениям между МА и структурными элементами пород. Рассмотрим один такой пример для амфиболитового массива (рис. 54). Главные восприимчивости имеют более или менее постоянную ориентировку в пространстве, тогда как сланцеватость дает две области распределения полюсов, т. е. образует складки. Для образцов, отобранных из одного района, магнитная сланцеватость параллельна метаморфической сланцеватости, а для образцов из другого района — перпендикулярна к ней. Объясняется это тем, что магнитная текстура, определяющая анизотропию амфиболитов, обусловлена более

поздней деформацией. Эта деформация существенно не изменила структуру силикатов, но в результате межзернового движения изменилась форма мягкого магнетита.

СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТНОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

В горных породах с низким содержанием магнетита, когда отсутствует взаимодействие ферромагнитных зерен, влияние размагничивающего поля образца пренебрежимо мало. Индуцированную в слабом поле намагниченность I можно записать в матричном виде

$$I_i = \mu_0 x_{ii} H_i, \quad (6.1)$$

где I_i и H_i — компоненты векторов намагниченности $\vec{I} = [I_1, I_2, I_3]$ и поля $\vec{H} = [H_1, H_2, H_3]$ в произвольно выбранной системе координат; μ_0 — магнитная проницаемость вакуума; x_{ii} — компоненты тензора восприимчивости

$$x = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} \\ x_{21} & x_{22} & x_{23} \\ x_{31} & x_{32} & x_{33} \end{bmatrix}.$$

Выразим вектор внешнего поля через единичный вектор $\vec{n} = [n_1, n_2, n_3]$, получим $\vec{H} = H_0 \vec{n}$. Анизотропия породы отклоняет вектор индуцированной намагниченности \vec{I} от направления \vec{H} , поэтому экспериментально можно найти лишь кажущуюся восприимчивость вдоль поля H :

$$I_n = n_i I = n_i \mu_0 H_0 x n,$$

где n_i — матрица, транспонированная от n ; I_n — проекция намагниченности вдоль \vec{n} . Выражение

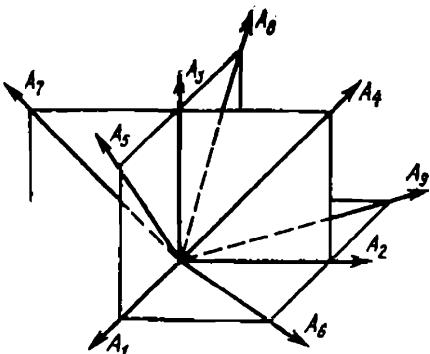
$$x' = I_n / (\mu_0 H_0) = n_i x n \quad (6.2)$$

связывает кажущуюся восприимчивость x' с истинной x .

Тензор x содержит шесть неизвестных компонент, для вычисления которых нужно составить систему из шести независи-

Рис. 55. Система направлений измерения кажущейся восприимчивости для определения магнитной анизотропии.

мых уравнений. Каждое уравнение соответствует выбранному направлению поля. На рис. 55 показана рациональная система направлений A_1, A_2, \dots, A_9 , вдоль которых измеряются $\kappa_1', \kappa_2', \dots, \kappa_9'$. Им соответствуют направляющие косинусы



$$\begin{aligned} A_1 &= (1, 0, 0); A_4 = (0, 1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2}); A_7 = (0, -1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2}); \\ A_2 &= (0, 1, 0); A_5 = (1/\sqrt{2}, 0, 1/\sqrt{2}); A_8 = (-1/\sqrt{2}, 0, 1/\sqrt{2}); \\ A_3 &= (0, 0, 1); A_6 = (1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2}, 0); A_9 = (-1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2}, 0). \end{aligned}$$

Подставим в формулу (6.2) направляющие косинусы для A_1, A_2, A_3 ; получим $\kappa_1 = \kappa_{11}$; $\kappa_2 = \kappa_{22}$; $\kappa_3 = \kappa_{33}$.

Оставшиеся неизвестные компоненты находятся по трем другим произвольно взятым направлениям:

$$\begin{aligned} \kappa_4 &= \kappa_{23} + (\kappa_{22} + \kappa_{33})/2; \kappa_5 = \kappa_{13} + (\kappa_{11} + \kappa_{33})/2; \\ \kappa_6 &= \kappa_{12} + (\kappa_{11} + \kappa_{22})/2; \kappa_7 = -\kappa_{23} + (\kappa_{22} + \kappa_{33})/2. \\ \kappa_8 &= -\kappa_{13} + (\kappa_{11} + \kappa_{33})/2; \kappa_9 = -\kappa_{12} + (\kappa_{11} + \kappa_{22})/2. \end{aligned}$$

Вычисление параметров МА горных пород требует, чтобы были известны главные восприимчивости. Направления главных восприимчивостей совпадают с направлениями осей новой системы координат, в которой тензор κ принимает диагональный вид. Оси новой координатной системы называются главными осями, и для них выполняется условие: если внешнее поле приложено параллельно главной оси, то оно совпадает по направлению с индуцированной намагниченностью, т. е. для главной оси можно записать $\kappa_i n_i = n_i \kappa$ или $(\kappa_{ii} - \delta_{ij} \kappa) n_j = 0$, где κ — собственные значения тензора; $\delta_{ij} = 1$ ($i=j$) или 0 ($i \neq j$); n_i — направляющие косинусы главной оси ($i=1, 2, 3$).

Имеем систему трех линейных уравнений

$$\begin{aligned} (\kappa_{11} - \kappa) n_1 + \kappa_{12} n_2 + \kappa_{13} n_3 &= 0; \\ \kappa_{12} n_1 + (\kappa_{22} - \kappa) n_2 + \kappa_{23} n_3 &= 0; \\ \kappa_{13} n_1 + \kappa_{23} n_2 + (\kappa_{33} - \kappa) n_3 &= 0, \end{aligned} \tag{6.3}$$

решением которой являются направляющие косинусы n_1 , n_2 и n_3 . Эта система имеет решение, если ее определитель равен нулю:

$$\begin{vmatrix} x_{11} - x & x_{12} & x_{13} \\ x_{21} & x_{22} - x & x_{23} \\ x_{31} & x_{32} & x_{33} - x \end{vmatrix} = 0. \quad (6.4)$$

Из формулы (6.4) находим три собственных значения x_1 , x_2 и x_3 , которые являются главными восприимчивостями. Подставляя по очереди каждое из них в уравнения (6.3), получаем n_1 , n_2 и n_3 для каждой главной оси. На практике обычно задают значение какого-либо косинуса n_i , например $n_3 = 1$, и вычисляют по уравнениям (6.3) величины k_i для соответствующего x_i . Далее находят нормировочный множитель $k_1^2 + k_2^2 + k_3^2 = h^2$ ($k_3 = n_3$) и вычисляют направляющие косинусы $n_i = k_i/h$.

При вычислении компонент тензора x в случае слабомагнитных горных пород кажущуюся восприимчивость измеряют не по девяти, а по большему числу направлений с тем, чтобы можно было определить средние значения компонент x_{ij} . В статье В. Н. Звойского [1981 г.] описана методика измерения анизотропии магнитной восприимчивости горных пород с помощью астатического магнитометра. Измерения проводятся на кубических образцах, три взаимно перпендикулярных ребра которых служат осями лабораторной системы координат.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АНИЗОТРОПИИ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Определение МА пород осуществляется путем нормального остаточного намагничивания образца из нулевого состояния. Для намагничивания используется интервал полей, в котором выполняется условие приблизительно пропорциональной зависимости I_r от приложенного поля. Этот интервал (его ширина и абсолютные значения поля) является характерным для каждого вида горных пород. Интервал с большой точностью может быть установлен на коэрцитивном спектре. Ему соответствуют поля в окрестностях максимума кривой dI_r/dH . Образец устанавливается в лабораторной системе координат с осями e_1 , e_2 и e_3 (e_i — единичный вектор). Из нулевого состояния образец намагничивается постоянным полем H вдоль оси e_1 . Вектор остаточной намагниченности вследствие анизотропии породы будет иметь три компоненты (которые измеряются каким-либо прибором)

$$I_{r1}^{(1)} = x_{11}^{(r)} H; \quad I_{r2}^{(1)} = x_{21}^{(r)} H; \quad I_{r3}^{(1)} = x_{31}^{(r)} H.$$

Отсюда вычисляются компоненты тензора необратимой восприимчивости

$$x_{11}^{(r)} = I_{r1}^{(1)}/H; \quad x_{21}^{(r)} = I_{r2}^{(1)}/H; \quad x_{31}^{(r)} = I_{r3}^{(1)}/H.$$

Аналогичным образом измеряют компоненты I_r после намагничивания вдоль осей e_2 и e_3 и находят остальные компоненты тензора:

$$\begin{aligned}\kappa_{12}^{(r)} &= I_{r1}^{(2)}/H; & \kappa_{22}^{(r)} &= I_{r2}^{(2)}/H; & \kappa_{32}^{(r)} &= I_{r3}^{(2)}/H; \\ \kappa_{13}^{(r)} &= I_{r1}^{(3)}/H; & \kappa_{23}^{(r)} &= I_{r2}^{(3)}/H; & \kappa_{33}^{(r)} &= I_{r3}^{(3)}/H.\end{aligned}$$

Составляется матрица необратимой восприимчивости. Для нее, как и для матрицы обратимой восприимчивости, находят собственные значения (главные восприимчивости) и главные направления. Все это справедливо и в том случае, когда вместо нормальной остаточной намагниченности используется остаточная намагниченность насыщения I_{rs} .

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ МАГНИТНОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Магнитная анизотропия через текстурные особенности горных пород связана с тектоникой района залегания, генезисом пород и геологическими условиями их существования. Это позволяет рекомендовать измерение МА в качестве одного из методов структурно-петрографического анализа. Изучение складчатости, вызванной различными видами деформации, разделение ее на типы, определение направлений действовавших напряжений и элементов залегания часто затруднено плохой обнаженностью района. Задача еще более усложняется, если исследователи имеют дело с обнажениями складчатых структур в плане, а требуется составить разрез или получить точное представление о характере залегания пород, перекрытых осадочными толщами. Подобные ситуации обычно возникают при проведении геологосъемочных работ крупного масштаба. В таких случаях изучение МА горных пород является важным источником геологической информации, поскольку форма эллипсоида МА зависит от характера действия напряжений, а его оси на крыльях складки ориентируются в соответствии с элементами залегания этой складки.

А. Н. Казаков [1976 г.] предложил классификацию складчатых форм по особенностям внутренненапряженного состояния горных пород. Критериями разделения складок служат форма и пространственное расположение эллипсоида деформации, который показывает распределение напряжений в элементах складки. Этой же цели можно достигнуть другим путем — с помощью магнитной анизотропии пород, так как известно, что между эллипсоидами деформации и магнитной анизотропии (найденной любым способом) существует четкая взаимосвязь.

Применение МА горных пород в решении задач структурной геологии не исчерпывается изучением складчатых форм. Кар-

тирование вулканогенных образований, реконструкция вулканических построек во многом опираются на структуры течения жидкой магмы, сохранившиеся в вулканических породах. Выявленные структуры течения и их пространственная ориентация используются для определения направления движения расплава, для нахождения центров излияния магмы и установления формы магматических тел. В целом ряде исследований было показано, что магнитная анизотропия вулканических пород обусловлена главным образом течением расплава и, следовательно, форма и ориентация эллипсоида анизотропии содержат информацию о структурах течения, достаточную, чтобы отличить линейные структуры от плоскостных.

Установлено, что высокие значения МА присущи тем горным породам, которые испытали значительные механические нагрузки. Причем МА регистрирует напряжения не вообще, а только их одноосную компоненту, приводящую к заметной деформации горных пород. Авторами многих работ рассматривалась возможность использования МА как индикатора напряжений.

В осадочных породах исходная магнитная текстура, характеризующаяся низким значением анизотропии и сплюснутым эллипсоидом, в ходе прогрессивной деформации искажается и даже может быть уничтожена полностью. Было показано, что породы с деформационной магнитной текстурой можно обнаружить по значениям МА (для них $P < 1,05$) и по согласованной с элементами деформации ориентации главных восприимчивостей. Форма эллипсоида по мере увеличения деформации изменяется от сплюснутой до трехосной и далее снова к сплюснутой, но с другой ориентацией осей — минимальная восприимчивость направлена параллельно сжатию геологического тела. Те же закономерности изменения МА под действием деформации наблюдаются на вулканических породах.

Региональный метаморфизм горных пород происходит в условиях повышенных значений температуры и давления. Высокая степень анизотропии метаморфических пород вызвана двумя причинами: во-первых, упорядочением магнитных минералов, во-вторых, перекристаллизацией магнитных минералов в поле неоднородных напряжений. Влияние второго механизма затрудняет использование МА метаморфических пород в качестве индикатора напряжений, так как невозможно выделить деформационную магнитную текстуру. На низких ступенях метаморфизма анизотропия пород возрастает с увеличением степени метаморфизма, и этот факт свидетельствует, по-видимому, об усилении роли перекристаллизации в создании МА метаморфических пород. Оценка амплитуды напряжений на основании измерений МА возможна лишь в том случае, когда точно известен механизм формирования магнитной текстуры породы.

7. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ПАЛЕОМАГНИТНОГО КАРТИРОВАНИЯ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

В последние десятилетия роль науки о геомагнетизме при изучении внутреннего строения и эволюции Земли существенно возросла, и основная заслуга в этом принадлежит палеомагнитологии, явившейся первым представителем геофизики как исторической науки. Анализ геологической истории геомагнитного поля открыл новые широкие возможности для познания эволюции земных недр, укрепил плодотворные геологические гипотезы о дрейфе континентов и разрастании океанического дна, создал уникальный инструмент для изучения деформаций, приводящих к образованию складчатых поясов и островных дуг, заложил основы палеомагнитной стратиграфии и геохронологии.

Все эти аспекты палеомагнитологии хорошо освещены в литературе, например в работе [28]. В этой же книге изложены методика и техника палеомагнитных исследований, описана аппаратура, рассмотрены способы измерений и обработки первичных данных и т. д. Меньше в указанной монографии уделено внимания прикладным вопросам палеомагнитных исследований, которые имеют наиболее близкое отношение к задачам геологической съемки. Поэтому некоторые из этих вопросов целесообразно рассмотреть в настоящем пособии.

Опыт площадных палеомагнитных исследований в СССР и за рубежом сравнительно невелик, хотя сама идея подобных съемок была выдвинута еще в начале 60-х годов. Впервые ее осуществил на практике Т. Эйнарсон [1962 г.] при изучении кайнозойских вулканогенно-осадочных пород Западной Исландии. В Советском Союзе аналогичные работы проводились на кайнозойских вулканитах Закарпатья, Приморского края и Камчатки, а также на красноцветных отложениях перми и триаса в центральных и северных районах европейской части страны [3, 24-25].

Техническая сторона палеомагнитных съемок разработана сейчас вполне удовлетворительно. Выбор объектов исследования, отбор ориентированных образцов, выделение палеомагнитных маркирующих уровней, частота отбора проб индивидуальны в каждом конкретном случае и зависят от геологического строения района, масштаба съемки и характера решаемых задач.

Каждая единица разреза должна быть охарактеризована двумя-тремя точками отбора ориентированных образцов, каждое обнаружение — не менее чем тремя, а лучше шестью-семью штуфами с независимой ориентировкой, отобранными в разных частях геологического тела. Методика отбора образцов обычна [28]. Наиболее удобно первичные измерения проводить в полевой лаборатории (МА-21 или МАЛ-36), а непосредственно на обнажениях качественно оценивать полярность пород с помощью феррозондового магнитометра, приспособленного для этих целей [24].

Общей для всех работ подобного типа является последовательность их выполнения. Работы осуществляются поэтапно, причем на первой стадии ведется обычно построение опорного магнитостратиграфического разреза, на второй — непосредственно палеомагнитное картирование. Итогом специализированной съемки является площадная схема, которая демонстрирует особенности пространственного распределения магнитозон. Строится она с сугубо практической целью для получения систематизированных палеомагнитных данных, пригодных для детализации геологической карты и повышения ее структурности. Подобное понимание задачи специализированной съемки (а в противном случае она теряет реальный смысл) предусматривает обязательный перенос палеомагнитной информации на геологическую карту.

Поиск наиболее рациональных форм комплексирования данных палеонтологического, литолого-фациального и палеомагнитного методов, что приобретает сейчас большую актуальность, невозможен без предварительного обсуждения некоторых стратиграфических аспектов палеомагнетизма. В этом плане наибольший интерес представляют вопросы картируемости магнитозон, соотношения палеомагнитных и геологических границ и соподчиненности магнитозон с основными стратиграфическими подразделениями.

В общепринятом понимании палеомагнитная зона представляет собой совокупность горных пород, слагающую определенный интервал стратиграфического разреза и характеризующуюся прямой или обратной полярностью естественной остаточной намагниченности. В принципе сведения о направлениях векторов первичной намагниченности пород могут служить исходным критерием для стратификации пород так же, как палеонтологические или литолого-фациальные признаки. Более того, палеомагнитная зона с ее изохронными границами наиболее полно отвечает понятию истинно хроностратиграфического подразделения.

Рассуждения об обоснованности и действенности магнитозон как стратиграфических подразделений могут показаться тривиальными для палеомагнитолога, но для многих геологов такое утверждение является не столь очевидным. Неслучайно поэтому вопрос об официальном признании палеомагнитных подразделе-

ний и включении их в стратиграфическую классификацию даже не обсуждался в проекте стратиграфического кодекса, опубликованном в 1970 г. Но в Стратиграфическом кодексе СССР, опубликованном в 1977 г., уже вполне определено сказано о необходимости пополнения существующей стратиграфической классификации рядом новых, в том числе палеомагнитных, единиц [34].

Введение в стратиграфию и, как следствие, в геологическую съемку палеомагнитных подразделений стимулировало давнюю дискуссию о том, что подлежит изображению на карте: визуально картируемые «реальные» геологические (точнее, литологические) тела или же хроностратиграфические подразделения, выделение которых проводится не в поле, а в процессе камеральной обработки материалов. С позиций сторонников первой концепции магнитозоны некартируемы, поскольку они устанавливаются не в полевых маршрутах, а после длительных лабораторных операций. Этим обстоятельством в основном и объясняется негативная реакция ряда геологов-съемщиков, которые воспринимают магнитозоны как некие абстрактные понятия, лишенные конкретного геологического содержания.

В этой сугубо прагматической позиции нет ничего принципиально нового, поскольку такие же в сущности претензии иногда предъявляются и к биостратиграфическим подразделениям. Стремление отождествить естественность стратона с возможностью его визуального картирования нельзя признать состоятельным из-за относительности самого понятия реальности, которое меняется с развитием аппарата познания. Для традиционной геологической съемки естественны и реальны прежде всего литологические тела, удобные для визуального восприятия. Но с организацией полевых палеомагнитных определений, что технически сейчас вполне выполнимо, такими же реальными и картируемыми станут палеомагнитные зоны. Более того, при обобщении и увязке данных они подчас будут более точным и надежным инструментом корреляции. Преодоление же психологического барьера, обусловленного новизной и специфичностью метода,— это уже вопрос не принципа, а времени.

При палеомагнитной корреляции разрезов и сопоставлении их со стратиграфическими колонками несовпадение геологических и инверсионных границ воспринимается как закономерное явление и не рождает особых проблем. Иная ситуация складывается при геологической съемке, где стратиграфические единицы выносятся на карту. Поскольку основные подразделения, на которых базируется карта, выделяются по иным критериям, нежели магнитозоны, то во многих случаях возникают более или менее существенные расхождения палеомагнитных и геологических границ. Появляется естественное сомнение в целесообразности разработки специализированных схем, не согласующихся с основной геологической картой. Некоторые палеомагнитологи

вносят радикальное предложение «решать вопросы различия геологических и палеомагнитных границ ... на основе палеомагнитных уровней» [Балабанов Ю. П. и др., 1975 г.].

На практике подобное смещение геологических границ ради их совпадения с инверсионными уровнями означает подмену стратиграфических подразделений магнитозонами, а самой геологической карты — схемой палеомагнитной зональности. Для геолога ошибочность такого решения совершенно очевидна. Во-первых, оно противоречит одному из основных положений Стратиграфического кодекса о самостоятельности и незаменяемости таксонов разного типа. Во-вторых, магнитозоны отражают особенности развития магнитного поля Земли, но отнюдь не историю развития конкретного района и особенности его геологического строения. Между тем именно эти сведения и составляют прежде всего содержание геологической карты и являются необходимыми для правильной ориентации поисковых работ. Перечисленные обстоятельства делают принципиально невозможной подмену «плохих» геологических границ «хорошими» инверсионными уровнями.

В отдельных случаях отождествление геологических и палеомагнитных границ представляется вполне целесообразным. Например, если при изучении опорного разреза установлено близкое стратиграфическое положение палеонтологического ру-бежа и магнитной инверсии, то палеомагнитная граница может использоваться как индикатор данного биостратиграфического уровня в разрезах, не обеспеченных палеонтологическими данными. По договоренности граница магнитозон может рассматриваться как геологическая и в тех случаях, когда геологическая граница не может быть однозначно определена по литологии или органическим остаткам (смешанный состав фауны в переходных слоях, отсутствие органических остатков в отдельных интервалах разреза, постепенные взаимопереходы между свитами и т. д.).

Передача палеомагнитной информации на геологическую карту может выполняться двумя путями. Наиболее простой из них — это детальная фиксация на карте линий инверсионных переходов в качестве изохронных реперных уровней. Такое решение в известной мере способствует реализации идеи о двойной легенде геологических карт [Сенников В. М. и др., 1969 г.], суть которой состоит в изображении на крупномасштабной карте как литологических тел с их скользящими границами, так и уровней относительной изохронности. Основное назначение линий инверсионных переходов — увязка листов геологической карты и повышение точности стратиграфических корреляций. Следует заметить, что палеомагнитные границы в силу своей природы являются идеальными изохронными уровнями, которые с успехом могут быть использованы для решения этих задач.

Однако существует и другое, более перспективное по нашему мнению, решение, которое предусматривает перенос магнитозон на геологическую карту в качестве составных частей основных стратиграфических подразделений. Безусловно, эта операция будет оправданна лишь в тех случаях, когда палеомагнитные данные позволяют провести более дробное подразделение толщ горных пород, чем лито- и биостратиграфические методы. В предлагаемом соподчинении единиц разного обоснования за-служивают внимания несколько специфических моментов.

1. Палеомагнитные зоны вводятся в состав основных подразделений только при вынесении на геологическую карту. При обычных стратиграфических сопоставлениях необходимость в подобном подчинении отпадает, поскольку магнитостратоны и самостоятельно способны выполнять корреляционные функции.

2. Предлагаемое соподчинение не предусматривает жесткой иерархической зависимости основных и палеомагнитных единиц и может осуществляться на любом уровне — от звена до отдела включительно.

3. Магнитозоны, стратиграфически подчиненные основным таксонам, сохраняют классификационную самостоятельность, номенклатуру и индексацию.

4. Дробные единицы комплексного обоснования имеют двойную — стратиграфическую и палеомагнитную — индексацию (палеомагнитная для удобства изображения на карте может быть сокращена, но при этом все принятые сокращения должны быть оговорены в легенде).

5. При существенном расхождении палеомагнитных и геологических границ определяющими являются геологические. Если магнитозона входит в два смежных подразделения, то в разных своих частях она должна иметь разную стратиграфическую индексацию.

Перечисленные условия являются логическим следствием трех основных принципов комплексного геолого-палеомагнитного картирования:

а) сохранение существующих легенд и стратиграфических схем, обеспечивающих преемственность исследований;

б) признание независимости палеомагнитных и геологических границ;

в) сохранение палеомагнитной номенклатуры и классификационной самостоятельности магнитозон во избежание их полного «растворения» в местных стратиграфических подразделениях; выполнение этого условия необходимо для сохранения структурной целостности и нормального функционирования палеомагнитной шкалы.

Специального обсуждения заслуживает вопрос показа дробных единиц комплексного обоснования, которые выделяются по палеомагнитным признакам, на готовой палеонтологической или литолого-фациальной основе. Для стратонов, где выбор веду-

щего критерия жестко регламентирован, подразделение по палеомагнитной зональности в известной мере является формальным, не отражающим естественную геосторическую периодизацию. Для любого подразделения общей шкалы инверсионные уровни служат лишь внешними реперными отметками, а не естественными стратиграфическими рубежами*. Поэтому при изображении на геолого-палеомагнитной карте ярусов как совокупностей магнитозон следует иметь в виду, что магнитозоны играют здесь чисто служебную, картировочную роль и не связаны с ярусами ранговым соподчинением.

В ином положении находится основная единица региональных схем — горизонт, который всегда понимается как подразделение комплексного обоснования. В одном из первых методических указаний МСК [Ротай А. П., 1960 г.] подчеркивается, что горизонт устанавливается по совокупности палеонтологических, литолого-фациальных, палеоклиматических и других данных. Аналогичная трактовка горизонта дана и в Стратиграфическом кодексе СССР [34]. Поскольку выделение горизонтов, как показывает практика, ведется по разным определяющим признакам, то в принципе нет причин отрицать горизонты палеомагнитного обоснования. Магнитогоризонты далеко не всегда будут объединять отложения, соответствующие определенному этапу развития региона, но всегда будут идеально отвечать понятию хроностратона и надежно выполнять корреляционные функции. Аналогичным образом обосновывается выделение палеомагнитных подгоризонтов в составе горизонтов литолого-фациального или палеонтологического содержания.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Рассмотренные выше исходные посылки были положены в основу площадных палеомагнитных исследований, которые проводились по заданию НПО «Аэрогеология» совместно с групповыми геологическими съемками масштаба 1:200 000 в северных районах Русской платформы. Один из районов находится в среднем течении Мезени, другой охватывает бассейны рек Устья и Сухона. Основным объектом изучения была сложно построенная толща красноцветных отложений татарского яруса, широко распространенная в пределах этого региона.

Предпосылки для палеомагнитного картирования татарского яруса были заложены магнитостратиграфическими исследова-

* Это заключение не относится к рубежам, где доказана причинная связь между инверсиями магнитного поля и обновлением фаунистических сообществ.

		Органические остатки					
		Остракоды			Темнотоды		
Ярус	Горизонт	Вятский	Чеп.- Нижний	Верхний	Подграницы	Полярность	Палеомагнит.
Татарский	Северодвинский	Вятский	Чеп.- Нижний	Верхний	Подграницы	Прямая	Прямая
Чуржумский			Средний	Чеп.- Нижний		Прямая	Прямая
				Нижний		Прямая	Прямая
						Прямая	Прямая
						Обратная	Обратная
						Обратная	Обратная
						Обратная	Обратная

Darwinula parallelula (Spizh.), *D. parallelia* var. *typica* Lun., *D. inornata* (Spizh.), *D. fragilina* Bel., *D. vladimirinae* Bel., *D. proelonga* ta Zek., *Suchonella cyrta* Zek., *S. typica* Spizh.; *Darwinuloides tatariaca* Posn., *D. svijazhica* Schar. и др.

Darwinula parallelula (Spizh.), *D. inornata* (Spizh.), *D. parallelia* var. *typica* Lun., *Suchonella nasalis* var. *amanaca* Kasch., *S. subtilis* Misch. и др.

Darwinula inornata (Spizh.), *D. cl. parallelia* (Spizh.), *D. futschiki* Kasch. *D. ex gr. undulata* Misch., *Suchonella stelmachovi* Spizh., *Suchonella nasalis* Schar., *Darwinuloides edmistonae* Bel. и др.

Suchonella stelmachovi Spizh., *S. nasalis* Schar.

Nictyroetelet, *Kotlassia*, *Inostranecchia*, *Choniosaurus*, *Scutosaurus* и др.

Остатки темнотодов под неизвестны

Котилозавры че-
зенско-белебеевско-
го комплекса



Рис. 56. Стратиграфическое подразделение татарского яруса северных районов Русской платформы по палеонтологическим и палеомагнитным данным. Полярность: 1 — прямая, 2 — обратная.

ниями А. Н. Храмова [1963 г.], в ходе которых удалось установить основные особенности распределения магнитных инверсий в поздней перми. В частности, в татарском ярусе было выделено пять палеомагнитных зон: r_1P_2t , n_1P_2t , r_2P_2t , n_2P_2t и r_3P_2t (рис. 56). Первая снизу зона обратной полярности (r_1P_2t) представляет собой самую верхнюю часть гиперзоны Киама, которая охватывает верхний карбон и практически всю пермь. Следующие четыре зоны входят в состав гиперзоны Иллаварра. Граница гиперзоны проводится по инверсии r_1P_2t — n_1P_2t и практически совпадает с границей между нижне- и верхнетатарским подъярусами.

Палеомагнитной съемке татарского яруса северных районов предшествовало комплексное литолого-фациальное, палеонтологическое и палеомагнитное изучение опорных разрезов рек Сухона, Устья, Мезень и Северная Двина. Эти работы позволили выяснить полноту палеомагнитных разрезов в конкретных структурно-фациальных зонах, оценить стратиграфические диапазоны магнитозон и получить их достаточно полную палеонтологическую характеристику. В соответствии с палеомагнитной зональностью северодвинский горизонт был подразделен на три, а вятский — на два подгоризонта, проиндексированные снизу вверх: $n_1P_2sd_1$; $r_2P_2sd_2$; $n_2P_2sd_3$; $n_2P_2u_1$ и $r_3P_2u_2$ *.

Второй этап — собственно палеомагнитное картирование — сводился к последовательному отбору ориентированных образцов в обнажениях и прослеживанию магнитозон по простиранию. В условиях плохой обнаженности и слаборасчлененного рельефа для точной идентификации магнитозон использовались палеонтологические и литологические данные и скалярные магнитные характеристики пород. Кроме того, учитывалось положение конкретных разрезов в общей структуре, привлекались материалы аэрофотосъемок и пр. Результаты работ по отдельным районам рассмотрены ниже.

Бассейн р. Мезень (Юго-Западное Притиманье). Первая стратиграфическая схема татарского яруса Мезенского района, составленная Н. Я. Зеккелем [1937 г.] включала верхнекимженские, нисогорские и белошельские слои. На этой основе впоследствии было разработано еще несколько детальных литологических схем, не решивших, впрочем, основных спорных вопросов стратиграфии верхней перми этого района. В частности, требовали выяснения: 1) соотношения местных слоев и пачек с подразделениями региональной унифицированной схемы; 2) стратиграфический объем татарского яруса в Юго-Западном Притиманье; 3) положение границы между нижне- и верхнетатарским подъярусами.

Достаточно сказать, что в предлагаемых местных схемах расчленения татарского яруса подъярусная граница устанавливается на пяти разных уровнях, причем диапазон ее смещения по разрезу достигает 110—120 м при общей мощности татарского яруса 240—250 м. Противоречивость современных стратиграфических построений обусловлена прежде всего слабой палеонтологической охарактеризованностью татарского яруса Притиманья и его фациальной неустойчивостью.

Палеомагнитными исследованиями была охвачена значительная территория в бассейне среднего и нижнего течения р. Мезень. Основные разрезы расположены здесь по рекам. Мезень, Вашка и Пеза и по их наиболее крупным притокам: Чулас,

* Палеомагнитная индексация далее дана в сокращенном варианте, например, зона n_1P_2t обозначена n_1 .

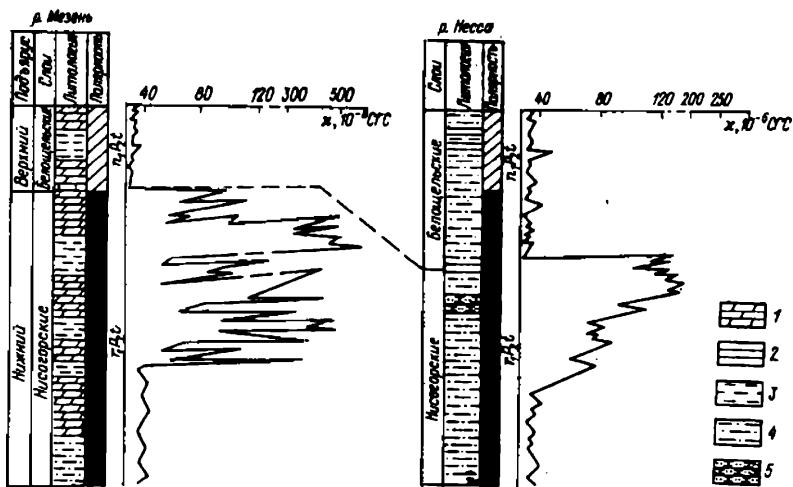


Рис. 57. Соотношение магнитозон и местных литологических подразделений татарского яруса Юго-Западного Притиманья.

1 — мергели доломитизированные; 2 — глины, аргиллиты; 3 — алевродиты; 4 — алевродиты песчаные; 5 — песчаники.

Несса, Ираса и т. д. В общей сложности при маршрутных работах было изучено около 50 обнажений и отобрано более 1400 ориентированных образцов, что позволило охарактеризовать палеомагнитными определениями значительный стратиграфический интервал — от верхов казанского яруса до основания триаса.

Магнитостратиграфический разрез татарского яруса Мезенского района включает две магнитозоны (рис. 57). Нижняя, обратной полярности, отвечает в общем верхнекимженским и нисогорским слоям, вышележащая зона прямой намагниченности эквивалентна белошельским слоям. Зональная граница в опорных разрезах р. Мезень практически совпадает с кровлей нисогорских слоев, в бассейнах рек Пеза и Вашка она зафиксирована на 20—25 м выше основания белошельских слоев. Учитывая изохронный характер инверсионных уровней, это расхождение можно объяснить только лишь возрастным скольжением литологической границы.

Отсчет магнитозон от надежного палеонтологического репера — морских известняков казанского яруса — существенно облегчает их идентификацию. Нижний интервал по положению в общем разрезе может быть отнесен лишь к зоне r_1P_2t , верхний — к зоне r_1P_2l . Соответствие верхнекимженских и нисогорских слоев зоне r_1P_2t однозначно указывает на их принадлежность к уржумскому горизонту. Белошельские слои в разрезах р. Мезень полностью входят в северодвинский горизонт, на

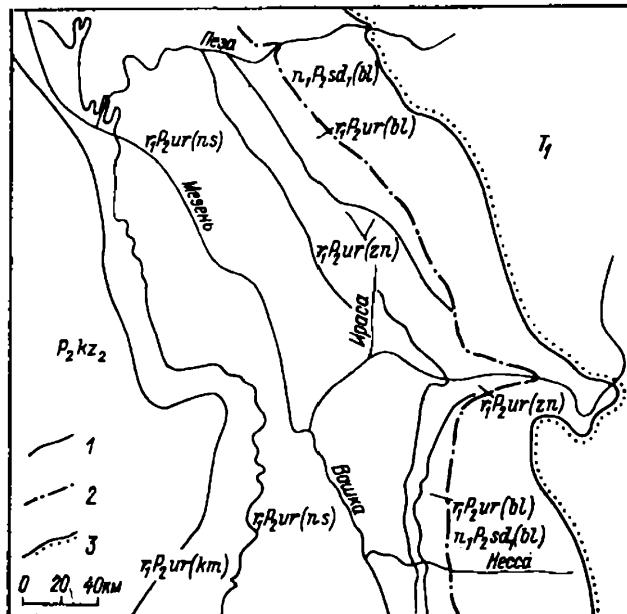


Рис. 58. Геолого-палеомагнитная карта бассейна среднего течения р. Мезень.

P_2kz_2 — казанский ярус; татарский ярус, уржумский горизонт, слои: $r_1P_2ur(km)$ — верхне-кимженские; $r_1P_2ur(ns)$ — нисогорские [$r_1P_2ur(zn)$ — цепогорская лачка], $r_1P_2ur(bl)$ — белоцельские; $n_1P_2sd_1(bl)$ — северодвинский горизонт. нижний подгоризонт, белоцельские слои; T_1 — нижнетриасовые отложения.

Границы: 1 — литологические, 2 — палеомагнитные, 3 — несогласного залегания.

реках Пеза и Вашка они охватывают дополнительно самую верхнюю часть уржумского горизонта.

Верность палеомагнитных датировок подтверждена находками раннетатарских остракод и двустворок в белоцельских слоях на р. Несса и северодвинских остракод в основании этих слоев на р. Мезень. В палеомагнитном разрезе местонахождения остракодовой фауны приурочены соответственно к зонам r_1P_2t и n_1P_2t .

Отсутствие зон r_2P_2t , n_2P_2t и r_3P_2t в общем разрезе позволяет оценить амплитуду предтриасового денудационного среза, который охватывает верхнюю часть северодвинского горизонта и вятский горизонт в полном объеме.

На рис. 58 представлен макет геологической карты с палеомагнитной нагрузкой. В качестве изохронного репера вынесена инверсия r_1P_2t — n_1P_2t , адекватная подъярусной границе, и зафиксирована амплитуда смещения нижней границы белоцельских слоев по латерали. Основу карты составляют местные слои, которые обеспечивают наиболее дробное подразделение разреза;

двойная легенда отражает их соотношение с горизонтами унифицированной схемы.

Бассейны рек Сухона и Устья. Основа современных представлений о строении татарского яруса р. Сухона была разработана еще в начале 30-х годов Е. М. Люткевичем, который выделил в опорном разрезе нижнеустинскую, сухонскую и северодвинскую свиты и установил границу между нижним и верхним подъярусами в подошве северодвинской свиты. А. Н. Храмов [1963 г.] на основе палеомагнитных данных отнес сухонскую свиту к верхнетатарскому подъярусу, а верхнюю красноцветную часть северодвинской свиты — к вятскому горизонту.

Татарский ярус в бассейне р. Устья был расчленен и закартирован Н. А. Пахтусовой [1966 г.] на основе схемы Е. М. Люткевича; С. Н. Баженова [1972 г.] для этой цели использовала стратиграфическую схему Б. К. Лихарева, составленную для татарского яруса р. Большая Северная Двина, и выделила в устинском разрезе нижнеустинскую, верхнетойменскую и пермогорскую свиты. Из-за общей фациальной неустойчивости татарских образований оставалось много неясного в стратиграфических соотношениях одноименных свит в схемах Е. М. Люткевича и Н. А. Пахтусовой и, тем более, в их сопоставлениях со свитами схемы Б. К. Лихарева и горизонтами унифицированной схемы.

Плоскадные палеомагнитные исследования проводились на территории трех листов масштаба 1:200 000, занимающих междуречье рек Устья и Сухона. В общей сложности здесь изучено 115 естественных обнажений и одна опорная скважина и отобрано более 2000 ориентированных образцов.

Основу геолого-палеомагнитной карты (рис. 59) составляют горизонты региональной схемы, расчлененные на четыре подгоризонта по комплексу палеомагнитных, палеонтологических и литолого-фациальных данных.

Подгоризонт $n_1 P_{2sd}$ представлен пестроцветными доломитовыми мергелями с прослойями доломитизированных алевролитов, доломитов и глин. Выделяется по прямой намагниченности вмещающих пород и «смешанному» комплексу остракод, где представлены виды, типичные для уржумского и северодвинского горизонтов: *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. cf. parallela* (Spizh.), *D. futschiki* Kasch., *D. aff. fragiliformis* Kasch., *Suchonella steimachovi* Spizh., *S. nasalis* (Schat.), *Darwinuloides edmistonae* Bell., *D. sentjaceensis* (Schat.) и др. (здесь и далее определения И. И. Молостовской и А. Э. Калис). Мощность 40—50 м.

Подгоризонт $r_2 P_{2sd}$ сложен коричневыми и серыми алевролитами и мергелями, в меньшей степени глинами и известняками. Устанавливается по сочетанию пород обратной полярности и северодвинской остракодовой фауны: *Darwinula paparella* (Spizh.), *D. inornata* (Spizh.), *D. inornata* var. *macra* (Lin.) и др. Мощность 80—90 м.

Подгоризонт $n_2 P_{2sd}$ образован серыми мергелями и известняками с подчиненными прослойями красноцветных алевролитов и глин. Характеризуется прямой полярностью остаточной намагниченности пород и обновленным комплексом остракод, где кроме видов, характерных для северодвинского горизонта, присутствуют новые, типично вятские формы: *Darwinula fragilina*

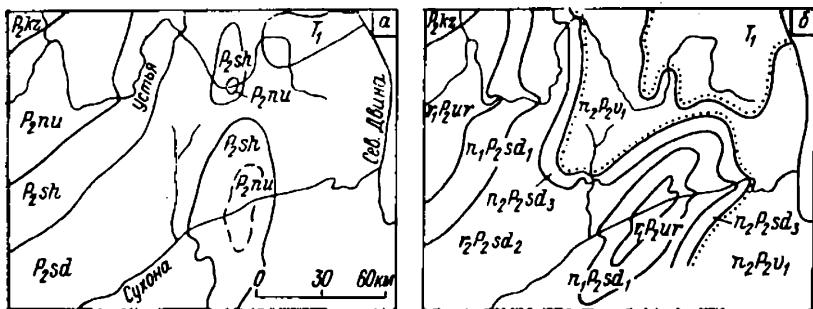


Рис. 59. Геологическая (а) [Пахтусова Н. А., 1966 г.] и геолого-палеомагнитная (б) карты бассейнов рек Сухона и Устья.

Рис. а: P_1kz — казанский ярус; татарский ярус, свиты: P_2nu — нижнеустинская, P_2sh — сухонская, P_2sd — северодвинская; рис. б: татарский ярус, горизонты: P_1ur — уржумский, P_2sd — северодвинский (подгоризонты: $n_1P_2sd_1$ — нижний; $n_2P_2sd_2$ — средний; $n_3P_2sd_3$ — верхний), $n_1P_2v_1$ — вятский (нижний подгоризонт); T_1 — нижний триас.

B. e.l., D. vladimirinae B. e.l., *D. praelonga* Z c k., *Suchonella cyrta* Zek., *S. typica* Spizh., *Darwinuloides tatarica* Pesn., *D. svijarnica* Schar. и др.

Подгоризонт $n_2P_2v_1$ представлен аллювиально-озерными красноцветными алевролитами и глинами с крупными песчаными линзами в основании. По палеонтологической и палеомагнитной характеристикам идентичен подгоризонту $n_2P_2sd_3$. Их разделение проведено по литолого-фациальному признаку, который в северных районах является определяющим и учитывается в первую очередь при картировании северодвинских и вятских напластований. Видимая мощность 80—90 м.

Подгоризонты комплексного обоснования оказались наиболее дробными и пространственно устойчивыми стратонами, которые ограничены изохронными палеомагнитными уровнями. Независимость от литологии и фаций в сочетании с хронологической взаимозаменяемостью признаков [Мейен С. В., 1974 г.] сделала эти подразделения удобным инструментом геологического картирования. Сопоставление местных литологических схем по палеомагнитной зональности показало, что все без исключения одноименные свиты в опорных разрезах рек Устья и Сухона существенно отличаются по занимаемому стратиграфическому положению (рис. 60). Диахронность литологических границ в условиях равнинного рельефа и пологого залегания слоев серьезно исказила геологическую карту. В частности, выяснилось, что если верхние границы нижнеустинской и сухонской свит трассировать на одном уровне от р. Сухона в северном направлении, то в бассейне р. Устья они должны проходить соответственно на 10 и 18 км западнее границ, изображенных на карте Н. А. Пахтусовой.

На рис. 59 представлена геолого-палеомагнитная карта, в основу которой положены подгоризонты биомагнитостратиграфического обоснования. Эта карта отчетливо отражает основные структурные элементы района — Сухонский вал и сопряженную

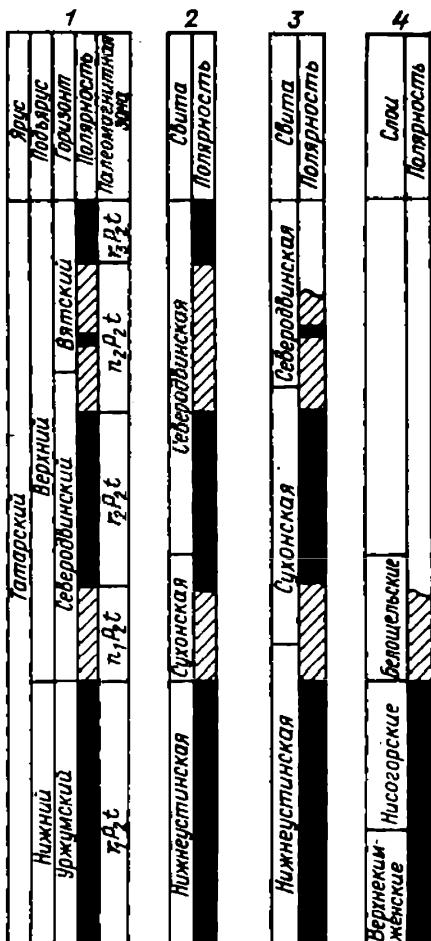
Рис. 60. Палеомагнитная корреляция опорных разрезов татарского яруса.

Палеомагнитные схемы: 1 — региональная, 2 — рек Сухона и Малая Северная Двина, 3 — р. Устья, 4 — р. Мезень.

с ним крупную синклиналь, выполненную в центральной части отложениями нижневятского подгоризонта и ветлужской серии триаса.

Палеомагнитные данные о широком развитии вятских отложений к северу от Сухонского вала явно не отвечали сложившимся представлениям о геологическом строении этой территории. Раньше здесь выделяли крупное Устьянское поднятие, сложенное в центральной части отложениями сухонской и нижнеустинской свит [Пахтусова Н. А., 1966 г.]. В дальнейшем палеомагнитные построения были подтверждены палеонтологическими данными и материалами картировочного бурения. В центральной части поднятия, где предполагались выходы сухонской свиты, были обнаружены остракоды вятского фаунистического комплекса, а в процессе бурения выяснилось, что нижнеустинская и сухонская свиты вообще погружены здесь на глубину около 300 м. После этого стало очевидным, что Устьянское поднятие выделено ошибочно из-за того, что аллювиальные песчаники вятского горизонта были спутаны с близкими по облику песками нижнеустинской свиты.

Из сопоставления имеющихся данных можно видеть, что карта на геолого-палеомагнитной основе выгодно отличается от предыдущего геологического варианта своей детальностью и более точным отражением геологической структуры района. В данном случае «некартируемые» подразделения магнитобиостратиграфического обоснования оказались более надежными и опознаваемыми при съемке, чем фациально неустойчивые свиты с их



скользящими границами. Идеальным вариантом построения геологической карты было бы совмещение на ней местных свит и горизонтов унифицированной схемы. Попытка реализовать идею двойной легенды предпринималась, но оказалась неудачной из-за крайней перегрузки карты. Думается, что в подобных случаях литолого-фациальную информацию, которую несут местные свиты, следует выносить на отдельную схему в виде накладки к геологической карте.

Несомненную перспективность имеет использование палеомагнитного метода при массовом крупномасштабном геологическом картировании. Целесообразно было бы провести обсуждение наиболее актуальных вопросов палеомагнитной съемки с целью создания общей методологической базы. Кроме того, необходима постановка опытных методических работ по групповой крупномасштабной геолого-палеомагнитной съемке в районах различного геологического строения.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Среди геологических задач, решение которых упрощается и становится более достоверным в результате привлечения материалов палеомагнитных исследований, одной из важнейших является палеомагнитное картирование вулканогенных образований, а при широком их развитии — картирование вулканических областей в целом. Известно, что вулканогенные образования сложны для геологического изучения, тем более, если объекты исследований представлены палеовулканитами. Они редко содержат ископаемые органические остатки, фациально изменчивы, распространены в большинстве случаев локально, разнообразны по составу и, будучи связанными с определенными вулканическими аппаратами, с трудом коррелируются даже в пределах одного региона.

Понятия «свита» и «серия», обычные при картировании осадочных комплексов, в случае вулканогенных пород иногда приобретают скорее генетический смысл, так как близость пород по составу и петрохимическим особенностям и даже равнозначное положение в разобщенных разрезах еще не гарантирует их синхронности. И типичные продукты вулканической деятельности, и последовательность их появления в разрезе — это отражение закономерностей развития вулканического процесса в одном регионе.

Если при этом вулканические центры активизировались не одновременно, однотипные вулканиты, связанные с разными вулканами, могут различаться по возрасту. Обычными геологическими методами такой временной сдвиг уловить трудно, но палеомагнитная характеристика вулканогенных образований

близкого геологического возраста на достаточно обширной территории может быть очень полезна для палеовулканологических и тектонических реконструкций.

Опыт стратификации вулканогенных образований по палеомагнитным данным, корреляции разрезов вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ накоплен в ряде регионов. Однако термин «палеомагнитное картирование» применим лишь к тем работам, итогом которых является построение соответствующей карты, обобщающей результаты площадных палеомагнитных исследований. Нагрузка и методика построения такой карты могут быть различными (унифицированной легенды к палеомагнитным картам еще нет). Однако во всех случаях особенность специализированной палеомагнитной карты по сравнению с обычной геологической состоит в том, что она дает возможность показать распространение по площади синхронных геологических объектов независимо от их состава и генезиса.

Критерием синхронности является формирование пород в эпоху с определенным состоянием древнего геомагнитного поля: в условиях прямой или обратной его полярности или же в период смены полярности — геомагнитной инверсии. Такие карты содержат как бы критерий запрета на синхронизацию геологических тел или стратиграфических подразделений с различной по направлению естественной остаточной намагниченностью, отражающей направление древнего геомагнитного поля времени образования породы. Именно благодаря тому, что естественная остаточная намагниченность вулканогенных пород, возникающая при кристаллизации и остывании ниже точки Кюри ферримагнитных минералов (аксессорных компонентов всех без исключения разновидностей вулканитов) в земном магнитном поле, практически мгновенно и точно фиксирует его направление, которое сохраняется в большинстве случаев на многие миллионы лет, вулканиты являются одним из наиболее благоприятных объектов палеомагнитных исследований, в том числе и для палеомагнитного картирования. По-видимому, первая работа такого направления была выполнена В. В. Кочегурой [3].

Принципы и основные методические приемы палеомагнитного картирования вулканитов, излагаемые в настоящем разделе, сформировались в процессе палеомагнитных исследований вулканитов Карпатской области молодого (неогенового) вулканизма (Альпийский складчатый пояс), проводившихся с 1970 г. параллельно с крупномасштабным геологическим картированием и в помощь ему, что нашло отражение в ряде публикаций [24; Михайлова Н. П. и др., 1973 г.]. Указанные работы убедили в том, что комплексирование с геологическим картированием является главным залогом успешного проведения палеомагнитного картирования и дает наибольший геологический эффект. К аналогичному выводу приходят Е. В. Дараган и др. [1973 г.], проводившие палеомагнитные работы при геологической съемке

масштаба 1:200 000 в областях молодого вулканизма в пределах Срединного хребта на Камчатке.

Главными палеомагнитными характеристиками, используемыми для палеомагнитного картирования вулканитов, являются полярность и направление древней остаточной намагниченности, определяемое по естественной остаточной намагниченности ориентированных штуков, отобранных из естественных обнажений и горных выработок на площади съемки. Часто при палеомагнитных исследованиях ограничиваются определением полярности I_n . Несомненно, полярность — важнейший параметр состояния геомагнитного поля, и этих данных может быть достаточно на первом этапе исследований или когда решаются какие-либо специальные задачи; например, в работе [Дараган Е. В. и др., 1973 г.] требовалось разграничить прямо и обратно намагниченные вулканиты, чтобы оценить возраст вулканитов относительно рубежа геомагнитных эпох Брюнес — Матуяма и проследить разновозрастные породы по площади исследования. Средние направления векторов древней остаточной намагниченности имеют при этом меньшее значение.

Однако детальное изучение палеомагнитных разрезов, например мощных многоактных покровов, состоящих из 10—15 лавовых потоков андезито-базальтов [Михайлова Н. П. и др., 1976 г.] или до 50 потоков долеритов [Дараган Е. В. и др., 1973 г.], показывает, что в зонах одной полярности можно наметить несколько фиксированных направлений I_n и использовать их для детального расчленения и корреляции разрезов. Особенно эффективно сочетание данных о палеомагнитных направлениях с результатами определения наряженности древнего геомагнитного поля. Для получения значений палеонапряженности в работе с вулканитами наиболее приемлемой является методика Телье с использованием «нулевого» поля [24].

На основании учета трех параметров древнего геомагнитного поля (полярность намагниченности I_n , направление геомагнитного диполя и палеонапряженность), как показали исследования в Закарпатье и Южной Грузии, можно описать пять своеобразных разновидностей состояния геомагнитного поля [Цыкора В. Н., 1976 г.]: 1 — стационарное прямой полярности; 2 — стационарное обратной полярности; 3 — инверсионное; 4 — близинверсионное; 5 — возмущенное (возможно, типа «незавершенной инверсии»).

Для неоген-четвертичных вулканитов, сформировавшихся в условиях стационарного геомагнитного поля прямой или обратной полярности, направления I_n близки к средним для современной эпохи или диаметрально противоположны им, а напряженность геомагнитного поля близка к современной или выше ее (напряженность современного геомагнитного поля на экваторе равна 0,30 Э [24]). Палеомагнитные направления намагниченности пород, сформировавшихся на фоне геомагнитных

инверсий, аномальны, наклонения чаще всего менее 45° , а напряженность геомагнитного поля в большинстве случаев менее 0,5 современной [24]. Иногда отмечаются случаи резко пониженной палеонапряженности при направлении остаточной намагниченности, близкой к типичной для стационарного состояния поля; возможно, как это иногда и наблюдается в разрезах [24], такие параметры характеризуют близость инверсии поля.

Термин «возмущенное состояние» относится к тем случаям, когда среди пород одной устойчивой полярности выделяются совокупности, занимающие близкое положение в разрезе и отличающиеся устойчивым отклонением направления I_n от $I_{n\text{ср}}$ для стационарного состояния, типичного для данного геологического подразделения. Данных о напряженности геомагнитного поля по таким породам накоплено еще недостаточно; иногда отмечались, например, повышенные значения [24]. Возможно, таким образом в современных разрезах вулканитов зафиксированы как бы несуществовавшие инверсии. Для решения задач картирования и корреляции разрезов выделять такие породы полезно.

Комплекс пород, независимо от состава и условий образования обладающих близкими палеомагнитными характеристиками одного из описанных выше типов и занимающих определенное положение в разрезе, получил название палеомагнитного горизонта или слоя [24]. В каждом регионе перед исследователем стоит задача: расчленить региональный палеомагнитный разрез на палеомагнитные горизонты; на основании изучения коллекции ориентированных образцов, представительной для данного региона, изучить распространение палеомагнитных горизонтов по площади.

Палеомагнитные карты, синтезирующие результаты площадных палеомагнитных исследований, являются, таким образом, картами палеомагнитных горизонтов (рис. 61). Легендой к таким картам может служить региональный палеомагнитный разрез. Палеомагнитные карты могут либо сами содержать геологические контуры, либо выполняться в качестве накладки на геологическую карту. Очень выигрывают карты палеомагнитных горизонтов при цветовом их изображении.

Не все палеомагнитные горизонты, выделяемые в частных палеомагнитных разрезах, составляемых для отдельных вулканических построек (например, в Закарпатье), или в разобщенных разрезах различных долеритовых покровов (например, в Южной Грузии), могут быть прослежены по площади и показаны в региональном палеомагнитном разрезе. Так, из 16 палеомагнитных горизонтов, выделяемых в частных и региональных палеомагнитных разрезах Закарпатья, удается закартировать не более десяти.

Наибольший интерес представляют маркирующие палеомагнитные горизонты, которые фиксируют кратковременные и достаточно резкие изменения геомагнитного поля по крайней





Рис. 61. Карта палеомагнитных горизонтов западной части Закарпатского прогиба.
Вулканические массивы: 1 — прямо намагниченные, 2 — обратно намагниченные.

мере в нескольких частных палеомагнитных разрезах. Так, в западной части Закарпатья маркирующим может считаться горизонт 10_{n_2} прямо намагниченных пород в толще вулканитов с устойчивой обратной намагниченностью (см. рис. 61), фиксирующий так называемый «каменицкий уровень» Ужгородской обратной геомагнитной эпохи. Он не только является репером для корреляции разобщенных геологических разрезов, но и своим присутствием в основании двух крупных вулканических массивов — Попричного и Анталовского, разобщенных долиной р. Уж, дает базу для геологического вывода об их синхронности, несмотря на то, что вулканиты этого горизонта по составу различны.

Маркирующим может считаться и горизонт пород с аномальными палеомагнитными характеристиками, указывающими на близинверсионное состояние геомагнитного поля, например горизонт $9r-n_7$. Породы, сформировавшиеся в этот период, в двух соседних вулканических массивах — Маковице (западное поле) и Синяк (восточное поле) — занимают совершенно различное положение: они завершают разрез массива Маковице и залегают в нижней части обнаженного разреза массива Синяк. Этот же палеомагнитный горизонт фиксируется по палеомагнитным характеристикам разнообразных вулканитов (от андезито-базальтов до дакитов) на юго-восточном берегу р. Латорица, где он слагает основание вулканического массива Дехманов.

В толще пород одной полярности при детальном изучении разрезов на правобережье р. Уж был выделен палеомагнитный горизонт $10r_4$, отличающийся заметно пониженным наклонением ($44-45^\circ$ на фоне $65-72^\circ$ в других частях разреза) обратно намагниченных вулканитов. Оказалось, что синхронные породы с палеомагнитными характеристиками горизонта $10r_4$ имеют значительное развитие в пределах центральной части вулканической гряды и хорошо картируются по этому горизонту.

С другой стороны, палеомагнитные характеристики показали несостоительность ряда маркирующих горизонтов разреза вулканитов, традиционно принимавшихся за основу стратификации вулканогенного разреза в данном регионе. К ним относятся крупнопорфировые андезиты, считавшиеся основанием бужорской свиты (в западной части гряды эти породы намагниченны обратно, а в восточной — прямо), и кислые породы (липариты, липарито-дакиты), которые также принадлежат к различным палеомагнитным горизонтам.

Таким образом, карта палеомагнитных горизонтов убедительно свидетельствует о невозможности выделения геологических свит на всем протяжении вулканической гряды. Палеомагнитные данные являются объективным критерием, указывающим на последовательную активизацию вулканической деятельности с северо-запада на юго-восток, вероятно, по простирации магмо-подводящего глубинного разлома.

В последнее время удалось приобщить к палеомагнитным исследованиям разреза вулканитов данные по погребенным вулканическим постройкам и частям разрезов, вскрываемых только скважинами. Для определения полярности керна необходимо иметь данные о его ориентировке (верх — низ), однако такие простые сведения, которые при минимальных усилиях легко можно получить в процессе бурения (в том числе при наличии элементарных керноприемников), на практике добыть не так-то просто. Приходится ориентировать керн на основании ряда магнитных признаков: по направлению вязкой намагниченности, по различному характеру термомагнитных кривых для прямо и обратно намагниченных образцов и т. п. Важно отметить, что палеомагнитная характеристика разрезов по керну вполне достоверна и помогает более уверенно коррелировать палеомагнитные разрезы соседних вулканических массивов.

Достоверность палеомагнитных данных, лежащих в основе карты палеомагнитных горизонтов и регионального палеомагнитного разреза, определяется представительностью геологического материала, с одной стороны, и надежностью палеомагнитной информации — с другой. Первое условие обеспечивается комплексированием с работами по геологическому картированию. Второе условие зависит от характера намагниченности вулканитов, а также от того, насколько грамотно оценивается ее происхождение и насколько методически правильно определяется направление первичной намагниченности.

Термоостаточная намагниченность, возникшая в процессе становления породы на земной поверхности или в субвулканических условиях, как известно, является главным видом первичной намагниченности вулканогенных пород. Среди всех видов естественной намагниченности термоостаточная намагниченность — максимальная и наиболее стабильная по отношению к различным размагничивающим факторам, особенно когда ее носителями являются мелкие однодоменные или псевдооднодоменные (менее 10 мкм) зерна ферримагнитных минералов. Магнитно-минералогические исследования вулканитов различных регионов [Михайлова Н. П. и др., 1973 г.] показали, что в большинстве вулканогенных пород носители намагниченности именно таких размеров преобладают. Все это выделяет вулканогенные породы среди всех других геологических объектов как чрезвычайно благоприятные для палеомагнитных исследований.

Магнитно-минералогическое изучение вулканитов Карпатского и других регионов молодого вулканизма позволило прийти к выводу, что носителями первичной термоостаточной намагниченности являются два класса вулканогенных пород [24]: содержащие первично магматические гомогенные титаномагнетиты с точками Кюри обычно ниже 350 °С и породы, титаномагнетиты которых претерпели высокотемпературное окисление в результате экзотермического разогрева лавы после извержения,

высокого парциального давления кислорода в промежуточном вулканическом очаге глубоко дифференцированной магмы или же в результате обжигающего воздействия лав на подстилающие породы.

При этом высокотемпературное окисление оказывает стабилизирующее воздействие на намагниченность вулканитов. Это происходит, во-первых, потому, что уменьшается эффективный размер зерен первичных титаномагнетитов, так как минералогическим эффектом высокотемпературного окисления титаномагнетитов является образование густой гематитовой или гемоильмитовой решетки (увеличивается магнитная стабильность), и, во-вторых, потому, что вместо минералогически метастабильных в условиях земной поверхности титаномагнетитов образуются магнетит, гематит, псевдобрукит, которые в нормальных термодинамических условиях гораздо более устойчивы (минералогическая стабильность также возрастает).

Вулканиты с полной термоостаточной намагниченностью характеризуются самой высокой естественной остаточной намагниченностью и максимальным значением Q_n (магнитная восприимчивость, наоборот, обычно пониженная) по сравнению с другими однотипными породами, в которых магнитные минералы претерпели изменения другого рода, а намагниченность осложнена вторичными наложенными компонентами. Такие вулканиты с первичной термоостаточной намагниченностью являются источником не только наиболее достоверной, но и наиболее полной палеомагнитной информации, поскольку они пригодны как для определения направления древней намагниченности и виртуального геомагнитного полюса, так и для расчета палеонапряженности по методике Телье [24].

Гомогенные титаномагнетиты чаще всего сохраняются в молодых (исторических) лавах. Чем больше геологический возраст пород, тем меньше сохранность стехиометрических титаномагнетитов и тем выше их точки Кюри, поскольку титаномагнетит замещается титаномагнетитом — более окисленной, катион-дефицитной формой титаномагнетита с таким же отношением железа и титана в кристаллической решетке. В одновозрастных лавах сохранность гомогенного титаномагнетита зависит от ряда факторов, например от пористости породы, ее положения в лавовом потоке, фациальной принадлежности. Так, в Закарпатье установлена следующая закономерность: степень магнетитизации заметно выше в субвулканических телах, чем в лавовых потоках, а в мощных лавовых потоках — выше, чем в меньших по мощности.

Характер намагниченности в породах, подвергшихся титаномагнетитизации, обычно сложный: кроме полной термоостаточной намагниченности, имеющей зачастую реликтовый характер, появляется вторичная составляющая, носителем которой служит титаномагнетит. По своему происхождению эта намагниченность

химическая или термохимическая, если процесс образования титаномагнетита происходит при повышенной температуре (но ниже 300—350 °С — предела устойчивости титаномагнетита).

В литературе по магнетизму горных пород процесс титаномагнетитизации обычно описывается как низкотемпературное, или однофазное, окисление. Понижение при этом естественной остаточной намагниченности, некоторый рост магнитной восприимчивости приводят к уменьшению Q_n . Характерны минералогическая и магнитная нестабильность образцов в ходе термомагнитных исследований, разброс направлений I_n по обнажению. Тем не менее такие породы все же могут нести информацию о полярности древней намагниченности, особенно если степень титаномагнетитизации не очень велика, а сам процесс однофазного окисления следует по времени за формированием породы.

Наименее пригодны для получения палеомагнитной информации породы, в которых сильно окисленные титаномагнетиты распались с образованием на субмикроскопическом уровне сростков магнетита и ильменита. Этот вторичный магнетит обусловливает вторичную метахронную намагниченность, по направлению часто противоположную намагниченности первичных титаномагнетитов. Практически в каждом регионе можно встретить породы с большей или меньшей долей метахронной намагниченности. Поэтому важно использовать полевые и лабораторные методы, позволяющие оценить первичность намагниченности и определить направление первичной составляющей намагниченности.

Одним из полевых признаков первичности намагниченности является идентичность направлений естественной остаточной намагниченности у одновозрастных пород различного состава. Среди лабораторных методов информативен комплекс, состоящий из термомагнитных исследований по методике Телье с анализом пространственного положения вектора I_n во всем температурном интервале проявления магнитными минералами ферримагнитных свойств; изучения термомагнитных спектров точек Кюри магнитных фракций и оптической диагностики магнитных минералов с использованием магнитной порошковографии [24]. Для удаления лабораторной и природной вязкой намагниченности вулканитов наиболее пригодно воздействие магнитных полей $h = 100 \div 200$ Э. Температурная чистка эффективна лишь при отсутствии метахронной намагниченности, связанной с превращениями магнитных минералов, поскольку вторичные магнитные минералы, как правило, имеют более высокие точки Кюри. Выделение первичной намагниченности и расчет ее направления в этом случае возможны лишь по термомагнитным кривым с учетом модуля и направления каждой компоненты намагниченности, входящей в I_n .

В каждом регионе при некотором опыте могут быть получены полевые критерии палеомагнитной информативности развитых здесь пород. Так, в Южной Грузии долериты лучше сохра-

нили первичную остаточную намагниченность, чем базальты, поскольку в долеритах практически все титаномагнетиты претерпели высокотемпературное окисление в процессе их становления. В Закарпатье наиболее стабильны и информативны гиперстенсодержащие андезиты и андезито-базальты, тогда как в оливино-вых разностях, а также в субвулканических телах интенсивно развито низкотемпературное окисление. Все это следует учитывать при отборе; надо не пропускать окисленные зоны, горячие контакты, стараться отбирать как можно более свежие породы, а в трудных случаях, если разброс направлений по штуфам велик, попытаться на основании магнитных параметров, в частности по самым высоким значениям Q_n , найти наиболее палеомагнитно информативные участки геологического тела.

Следует отметить, что обратная намагниченность вулканитов практически всегда отражает направление поля эпохи вулканизма, тогда как среди прямо намагниченных образцов встречаются перемагниченные современным геомагнитным полем, начальная же намагниченность их была обратной.

Палеомагнитные данные несут информацию в основном временного, стратиграфического плана. Очень полезно, когда они сочетаются с радиологическим определением возраста палеомагнитно охарактеризованных образцов, благодаря чему получают четкую абсолютную датировку палеомагнитные зоны и сам вулканический процесс датируется более дифференцированно. При хорошей изученности разреза, зная направления намагниченности, можно выявлять тектонические смещения. Кроме того, накапливая опыт, по магнитным характеристикам различных геологических тел можно более уверенно картировать их фациальные разновидности, жерловины (некки), отличать излившиеся породы от застывших на небольшой глубине и т. п.

При палеомагнитном картировании наиболее важной задачей является корреляция частных палеомагнитных разрезов изучаемой территории. Основная трудность такой корреляции заключается в идентификации палеомагнитных горизонтов, т. е. в необходимости найти какие-либо дополнительные критерии синхронности выделяемых в разрезах горизонтов одинаковой магнитной полярности, что исключило бы сопоставление, как минимум, с соседним горизонтом той же полярности.

Еще в первых палеомагнитных исследованиях предпринимались попытки использовать для такой идентификации некоторые независимые характеристики, например разрушающее поле H'_c [Петрова Г. Н., Исмаил-заде Т. А., 1959 г.]. Большое внимание этому вопросу уделялось В. В. Кочегурой [20]. С учетом целого ряда условий и ограничений, рассмотренных в гл. 5, привлечение для этой цели параметра Q_n представляется наиболее эффективным. Примером может служить работа И. А. Хабурзания [1980 г.] по составлению сводного палеомагнитного разреза постпалеогеновых эфузивных образований Южной Грузии.

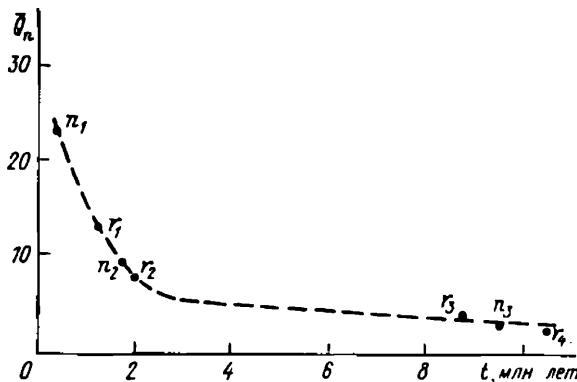


Рис. 62. Зависимость средних значений \bar{Q}_n от возраста палеомагнитных горизонтов эфузивов Южной Грузии.

Изученные объекты представляют собой эфузивы среднего и основного (в подавляющем большинстве) состава, находящиеся в пределах одной геотектонической зоны. Устанавливаются исключительная свежесть пород [8] и в целом хорошая сохранность их первичной термоостаточной намагниченности. Достоверность изучаемой временной зависимости фактора Q_n была повышена выбором тех разностей пород, которые дают приблизительно фишеровское распределение векторов I_n вокруг среднего направления, причем это направление характеризует устойчивое состояние древнего геомагнитного поля, а не некоторый момент процесса инверсии.

И. А. Хабурзания [1980 г.] установила зависимость средних арифметических значений \bar{Q}_n для палеомагнитных горизонтов от их возраста (рис. 62). Каждый из горизонтов представлен несколькими разрезами и «точечными» обнажениями пород (от 50 до 200 образцов, за исключением горизонта r_4 , где изучено 25 образцов одного разреза). Как правило, средние значения \bar{Q}_n находятся в интервале наиболее вероятных значений на гистограммах Q_n , построенных по образцам.

Полученная зависимость $Q_n(t)$, по-видимому, близка к функциональной и подтверждает правильность размещения выделенных палеомагнитных горизонтов на шкале абсолютного возраста, что было выполнено на основе сопоставления с палеомагнитной хроностратиграфической шкалой [28]. Разумеется, наибольшую силу это подтверждение имеет для четырех верхних горизонтов, так как для более древних пород значения Q_n нивелируются. Совместное использование сведений о магнитной полярности пород и средних значениях фактора Q_n приобретает очевидную практическую ценность. Породы палеомагнитных горизонтов n_1 , n_2 и n_3 при этом четко различимы; с высокой вероятностью разделяются и горизонты обратной полярности.

РЕШЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧ ТЕКТОНИКИ

Как отмечает А. Н. Храмов [28], основное значение палеомагнитных методов при изучении тектоники состоит в том, что исследованию поддаются горизонтальные движения масс, труднодоступные для обычных геологических методов. Возможность таких исследований обеспечивается наличием в породах «отпечатков» геомагнитного поля (поля центрального осевого диполя), характеризующегося регулярностью, а также существованием в прошлом неоднократных геомагнитных инверсий. Движения масс горных пород в периоды после закрепления в них этих «отпечатков» приведут к тем или иным нарушениям в исходной картине дипольности поля: к отклонению палеомагнитных направлений от меридионального, к несоответствию палеомагнитных наклонений современной широте и др. Анализ этих нарушений позволяет установить масштабы и характер самих движений.

Эти соображения могут быть использованы при изучении горизонтальных тектонических движений различных масштабов. По-видимому, в первую очередь геологическую съемку должны интересовать возможности решения локальных тектонических задач, когда размеры перемещающихся блоков горных пород не превышают нескольких десятков километров, что позволяет считать палеомагнитное поле в пределах этих блоков однородным. Для применения палеомагнитного метода достаточно доказать додеформационный возраст стабильной компоненты вектора I_n , на основе которой проводится интерпретация результатов наблюдений. При этом условии могут быть установлены изменения первоначальной формы геологических тел, вращения вокруг горизонтальной оси (наклон), вокруг вертикальной оси (поворот) и невертикальной оси (относительное перемещение), а также оценены масштабы этих деформаций [Баженов М. Л., 1980 г.].

Для иллюстрации наиболее общих и простых приемов палеомагнитного метода решения тектонических задач рассмотрим пример, связанный с изучением покровно-чешуйчатого строения района.

На стадии детального палеомагнитного картирования создаются предпосылки использовать свойство универсальности вектора I_n^0 : во-первых, как репера возрастного уровня геологических тел и, во-вторых, как «материалной» линии слоя, положение которой известно до начала и после завершения тектонических перемещений. Отсюда уже следует возможность привлечения вектора I_n^0 для решения конкретных задач тектоники и структурной геологии.

Методические приемы решения вопросов тектоники по вектору доскладчатой компоненты I_n , а именно: расшифровки тектонической структуры участков, установления характера залегания крыльев складок (нормального или опрокинутого), определения

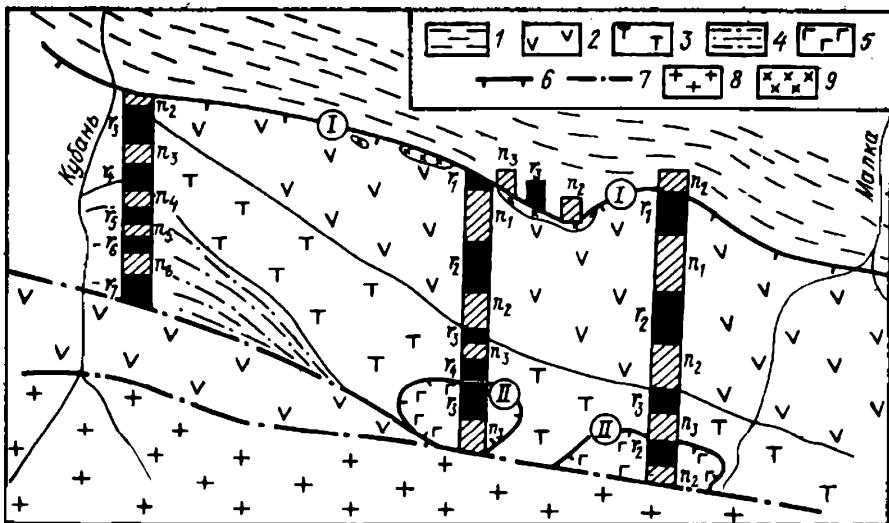


Рис. 63. Палеомагнитные доказательства покровной структуры зоны Передового хребта Северного Кавказа (Кубано-Малкинский район).

1 — образования синостроводужного комплекса — артыкчатская свита $D_2-3\text{ ar}$; 2-5 — образования островодужного комплекса: 2-4 — Кизилкольский покров (2 — вулканиты кизилкольской свиты $D_1-3\text{ ks}$; 3 — турбогенные породы злыметзыбикской свиты $D_2-3\text{ el}$; 4 — аргиллиты, алевролиты и песчаники картаджуртской свиты $D_3\text{ kr}$); 5 — Зарауский покров — вулканиты дутской свиты $D_1-2\text{ dt}$ и туфы нахтыбашинской толщи $D_1\text{ zh}$; 6 — тектонические нарушения (надвиги: I — Кизилкольский; II — Зарауский); 7 — круто-падающие разломы; 8 — зона Главного хребта; 9 — тела гранодиорит-порфиров.

относительного возраста складчатости, реконструкции кинематики формирования складок и разрывов, доказательства надвигания и тектонического контакта образований различных формационных зон — наиболее полно и комплексно рассмотрены в книге Е. В. Шевлягина [1982 г.]. В ней изложены и технические приемы обработки наблюдений на стереографической проекции, разработанные применительно к перечисленным задачам.

В некоторых случаях для решения тектонических задач достаточно использовать свойства вектора I^0_n только как возрастного репера горных пород. Примером этого может служить крупномасштабное палеомагнитное картирование вулканогенно-осадочных образований, проведенное в Кубано-Малкинском рудном районе Северного Кавказа. В результате изучения палеомагнитных свойств пород сделаны практические выводы не только о стратиграфической последовательности синхронных образований в объеме вулканогенно-осадочной толщи, но и о внутренней тектонической структуре этой толщи. Кроме того, получены палеомагнитные доказательства покровно-чешуйчатого строения среднепалеозойского структурного этажа в этом районе.

Геологическое строение Кубано-Малкинского фрагмента зоны Передового хребта схематически может быть представлено следующим образом (рис. 63).

В северной части района залегает терригенная толща синостророводужного комплекса Андрюкского-Тоханской палеозоны — артыкчатская свита D_{1-3} , *ar*, которая с юга соприкасается по Кизилкольскому надвигу с образованиями соседней палеозоны в эвгеосинклиналии Большого Кавказа (островороводужный комплекс). В артыкчатской свите выделяются две подсвиты: нижняя — существенно филлитовая, и верхняя, в составе которой наряду с филлитами присутствуют многочисленные прослои обломочных пород (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты). Породы верхней подсвиты и представляли собой объекты палеомагнитного изучения.

В основании видимого разреза островороводужного комплекса выделяется кизилкольская вулканогенная свита D_{1-2} , *ks*, для которой характерно преобладание лав базальтового и, в меньшей степени, аедзито-дацитового состава. Общая мощность свиты достигает 2000 м.

На образованиях кизилкольской свиты с локальным размывом залегают отложения эльмезтюбинской свиты D_{2-3} , *el*, для которой характерно преобладание туфогенных пород над терригенными. В низах разреза наблюдается переслаивание кремнистых сланцев и алевролитов, выше — чередующиеся пачки туфов, туфопесчаников с прослоями конгломератов. Общая мощность свиты 600—800 м.

Отложения эльмезтюбинской свиты согласно перекрываются породами картджурской свиты D_3 , *kr*, в которой выделяются две подсвиты: нижняя, с преобладанием алевролитов и песчаников, и верхняя, состоящая из чередующихся песчаников, алевролитов, конгломератов и гравелитов с тонкими линзами известняков. Общая мощность свиты достигает 850 м.

Таким образом, девонский разрез здесь представлен образованиями всех трех отделов.

Вдоль южной границы района эпизодически наблюдаются участки развития сильно дислоцированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, несогласно залегающих на породах эльмезтюбинской свиты. Л. Д. Чегодаевым (ПГО «Севкавгеология») эфузивные образования (представленные в основном гематитизированными кварцевыми альбитофирами) выделены в даутскую свиту D_{1-2} , *dt*, а рассланцованные туфопесчаники и туфоконгломераты — в нахытбашинскую толщу D_2 , *nh*. Перечисленные образования относятся к аллохтону Заарусского покрова.

Инtrузивные породы района представлены дайкообразными телами гранодиорит-порфиров, приуроченных в пределах Передового хребта к смесятиelu Кизилкольского надвига. Эти интрузии представляют интерес для определения времени надвигания (шарьажирования) образований островороводужного комплекса палеозоны эвгеосинклиналии Большого Кавказа на терригенные фации синостророводужного комплекса. Согласно гипотезе изостатического равновесия интрузии могут рассматриваться как факторы компенсации аномального увеличения силы тяжести, вызванного надвиганием мощной толщи эвгесинклинальных вулканитов на южную периферию Скифской плиты (фации окраинного моря), что обязательно должно было привести к глубинному перемещению масс пород. С этих позиций и время внедрения гранодиоритов должно быть субсинхронно процессу тектонических перемещений. Поэтому определением возраста гранодиоритов будет датироваться нижний предел заложения Кизилкольского надвига.

Полевые работы включали отбор ориентированных штуков, их первичную обработку на месте и документацию. Особое внимание уделялось проложению опорных детальных палеомагнитных профилей через основные колчеданные месторождения и рудные зоны, а также места спорной геологической ситуации.

Минимальная протяженность профиля составляла 1 км, максимальная — 4 км. Всего пройдено 15 профилей, 14 из которых заданы вкrest простирания пород и один — вдоль сместителя Кизилкольского надвига. Средний интервал отбора ориентированных штуфов на профилях составлял 25 м. Кроме того, пройден ряд вспомогательных профилей длиной 0,3—0,8 км с эпизодическим отбором штуфов.

Лабораторные методы измерения вектора остаточной намагниченности образцов и выделения стабильной компоненты по возможности подкреплялись результатами вычисления вектора доскладчатой компоненты методом пересечения кругов перемагничивания; измерения были проведены по общепринятой методике [28]. Типы магнитных минералов устанавливались петрографическим изучением шлифов и аншлифов, а также рентгеноструктурным анализом [37].

В региональном палеомагнитном разрезе зоны Передового хребта Северного Кавказа девонский фрагмент среднепалеозойского структурного этажа отнесен к Худесской магнитозоне $KhRN$. В ней раньше было выделено 10 субмагнитозон, последовательно сменяющих друг друга по разрезу и получивших индексацию (снизу вверх) $r_1, n_1, r_2, n_2, \dots, r_5, n_5$. Детальное палеомагнитное картирование вулканогенно-осадочных образований в Кубано-Малкинском районе позволило нарастить разрез Худесской магнитозоны (благодаря изучению верхних горизонтов картджуртской свиты) и дополнительно выделить три субмагнитозоны: r_6, n_6, r_7 .

Таким образом, в вулканитах кизилкольской свиты выделены субмагнитозоны r_1, n_1, r_2, n_2 ; в туфогенно-осадочных породах эльмезтибинской свиты — r_3, n_3, r_4 ; в терригенной толще картджуртской свиты — n_4, r_5, n_5, r_6, n_6 и r_7 . Трассирование этих субмагнитозон между профилями, где они выделены достоверно, позволило провести палеомагнитную корреляцию синхронных образований и составить палеомагнитную карту района в масштабе 1 : 25 000. В пределах свиты геологические тела, соответствующие каждой из выделенных субмагнитозон, объединялись в толщи пород, каждая из которых получила свой индекс. Таким образом была составлена достоверная геологическая карта района. Сводный геолого-палеомагнитный разрез девона приведен в табл. 6.

Сопоставление субмагнитозон Худесской магнитозоны с девонским фрагментом палеомагнитной шкалы палеозоя СССР (рис. 64) позволило уточнить возрастные границы геологических подразделений среднепалеозойского структурного этажа Передового хребта и датировать уровень медноколчеданной минерализации. Образование пород кизилкольской свиты происходило в эмское — раннеэйфельское время, эльмезтибинской — в среднеэйфельское — раннефранское, картджуртской — в среднефранское — позднефаменское. Возрастной уровень Худесского и

Таблица 6

Сводный геолого-палеомагнитный разрез девона Передового хребта Северного Кавказа (Худесская магнитозона Kh RN)

Свиты	Подсвиты	Толщи	Субмагнито-зоны	Направление I_p^0					Палеомагнитный полюс			
				D_0	J_0	n	K	α_{ss}	Φ	λ	θ_1	θ_2
Кизиль-кольская	$D_{1-2}ks_1$	Дацитов	r_1	222°	—26°	140	16	4	43°	159°	7	6
	$D_{1-2}ks_2$	Вулканитов преимущественно основного состава	n_1	72	25	53	7	4	22	134	6	4
	$D_{1-2}ks_3$	Нижняя вулканитов различного состава	r_2	250	—46	51	48	5	32	123	6	4
	$D_{1-2}ks_4$	Верхняя вулканитов различного состава	n_2	77	45	44	50	3	27	121	4	3
Эльмез-тюбинская	$D_{2-3}el_1$	Кремнистых сланцев	r_3	237	—45	47	21	7	41	135	9	5
	$D_{2-3}el_2$	Алевролитов и туфопесчаников	n_3	46	29	36	60	3	41	161	4	2
	$D_{2-3}el_3$	Алевролитов, туфопесчаников и андезитовых порфиритов	r_4	229	—39	39	64	3	44	146	4	3
Картджуртская	D_3kr_1	Алевролитов, песчаников и конгломератов	n_4	68	53	24	31	5	37	110	6	4
			r_5	214	—40	70	70	2	55	158	2	1
	D_3kr_2	Турбидитов	n_5	70	40	26	47	4	30	128	5	3
	D_3kr_3	Песчаников и конгломератов	r_6	270	—24	44	49	3	8	128	4	2
			n_6	80	35	47	46	3	21	124	4	3
			r_7	279	—32	38	11	13	5	151	12	6

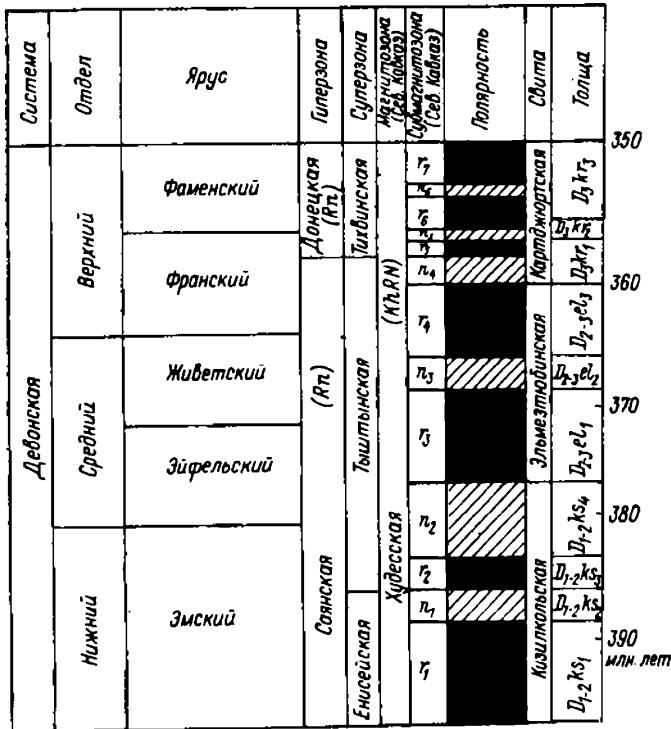


Рис. 64. Фрагмент палеомагнитной шкалы девона (по А. Н. Храмову и др. [1982 г.]) с субмагнитозонами Худесской магнитозоны Северного Кавказа.

Урупского медноколчеданных месторождений приурочен к субмагнитозоне n_2 , что соответствует границе эмского и эйфельского веков.

В образованиях артыкчатской свиты, опробованных вдоль простирации сместителя Кизилкольского надвига, выделены три субмагнитозоны: 1) $D_0 = 73 \div 80$; $J_0 = 19 \div 10$; 2) $D_0 = 245$; $J_0 = -31$; 3) $D_0 = 42 \div 47^\circ$; $J_0 = 8 \div 27^\circ$. При сравнении со сводным палеомагнитным разрезом девона (см. табл. 6) устанавливается синхронизация первой субмагнитозоны с субмагнитозоной r_2 , второй — с r_3 и третьей — с n_3 .

Таким образом, проведенные исследования позволили выделить синхронные субмагнитозоны в образованиях синострово-дужного комплекса Андрюкско-Тоханской палеозоны и в породах основания эвгеосинклинального комплекса палеозоны Большого Кавказа. Этот факт, собственно, и является объективным доказательством наличия здесь тектонической чешуи, верхнее крыло которой сложено нижнедевонскими вулканитами.

Таблица 7

Результаты определения амплитуды Кизилкольского надвига

Профили отбора образцов (с запада на восток)	Субмагнитозоны		Пример- ная ампли- туда, м
	Висячее крыло (кизилкольская свита D_{1-2} α_s)	Лежачее крыло (артыкчатская свита D_{2-8} α_r)	
I. Руч. Снежный	r_2	n_8	1000
II. Устье р. Чучкур	r_3	n_3	1000
III. Северный склон горы Зараус	r_2	n_3	1000
IV. Правый склон балки Кривая	r_3	r_3	700
V. Устье р. Токана	r_1	n_1	1400

а нижнее — терригенными образованиями среднего — верхнего девона. Так как каждая из субмагнитозон соответствует определенному комплексу пластообразных тел горных пород, имеющих некоторую среднюю мощность, то можно выразить количественно вертикальную амплитуду надвигания синхронных отмечок указанных толщ по плоскости Кизилкольского надвига.

Как видно из табл. 7, уровни вулканогенной толщи лежат на различных уровнях терригенных образований, что обуславливает изменчивость амплитуды надвига по простирации. В данном случае самыми молодыми породами висячего крыла являются нижнеэзмские образования, а лежачего — верхнеживетские.

Другой характерной особенностью Кизилкольского надвига (как уже указывалось выше) является почти повсеместная приуроченность к зоне его сместителя дайкообразных тел гранодиоритов.

При анализе направлений намагниченности I^0_n гранодиоритов дайкообразного тела, прослеживающегося вдоль контакта кизилкольской и артыкчатской свит на левобережье р. Чучкур, установлено, что в восточной части тела средний вектор I^0_n имеет параметры $D_0 = 188^\circ$ и $J_0 = -57^\circ$; в сравнении с разрезом палеозоя Северного Кавказа это соответствует нижнему карбону.

Сопоставляя направления I^0_n гранодиоритов по руч. Снежный и правобережью р. Чучкур со сводным палеомагнитным разрезом девона Передового хребта (см. табл. 6), можно видеть, что склонение и наклонение среднего вектора соответствуют субмагнитозоне n_6 , что по времени совпадает со средним фаменом. Аналогичная картина наблюдается и по дайкам правобережья р. Чучкур, что дает основание считать их оперяющими интрузивного тела, прослеживающегося вдоль контакта кизилкольской и артыкчатской свит.

Образцы	D_0	J_0	Образцы		
			Правобережье р. Чучкур		
Руч. Снежный					
653/1	86°	43°	663	76	28
654	83	20	661	120	21
655	72	18	660	88	19
655/1	79	20	659/1	77	29
655/2	78	27	659	108	38
			Среднее	80	26

Опробованные в русле руч. Быккылы-Кол породы этой интрузии обладают двумя направлениями I^0_n , различающимися на 180° . Однако параметры D_0 и J_0 этих пород существенно отличаются от наблюдаемых для пород руч. Снежный (в зоне R имеем $D_0=310^\circ$; $J_0=+26^\circ$; в зоне N имеем $D_0=157^\circ$; $J_0=-26^\circ$).

Палеомагнитные направления I^0_n образцов руч. Мурливыи характеризуются следующими значениями.

Образцы	D_0	J_0	Образцы	D_0	J_0
601	312°	+29°	611/1	155	-56
602	140	-39	612	78	-40
610	128	-44	613/2	330	+6
610/1	140	-26			
610/2	106	-55	Среднее по зоне R	124	-45
611	110	-42	Среднее по зоне N	320	+18

Подобные направления I^0_n имеет и дайка правобережья р. Чемарткол: $D_0=120^\circ$; $J_0=-28^\circ$. Таким образом, для гранодиоритов по ручьям Быккылы-Кол и Мурливыи и по правобережью р. Чемарткол характерны явно промежуточные направления между среднефаменскими и раннетурнейскими.

Анализируя геологическую ситуацию, раннекарбоновый возраст восточной части дайкообразного тела на левобережье р. Чучкур, позднедевонский возраст этой же дайки в русле руч. Снежный и оперяющих ее мелких даек на правобережье р. Чучкур, наличие переходных направлений I^0_n между свойственными позднему девону и раннему карбону (ручьи Мурливыи, Быккылы-Кол, правобережье р. Чемарткол), логичнее всего датировать гранодиорит-порфиры как среднефаменские — раннетурнейские. Таким образом, нижний возрастной предел формирования Кизилкольского надвига устанавливается как среднефаменский.

Учитывая изометричную в плане форму интрузии по руч. Мурливыи и повторение в ее периферийных частях одинаковых направлений I^0_n , можно предположить, что морфологически это тело представляет собой штокообразную структуру кольцевого строения.

В южной части района в останцах даутской свиты и нахынбашинской толщи прослежены субмагнитозоны $r_2 \rightarrow n_3$. Эти образования залегают на породах эльмезтибинской свиты, в которых выделены субмагнитозоны $n_3 \rightarrow n_4$ (см. рис. 64). Этот факт подтверждает наличие здесь второй тектонической чешуи,

сложенной нижне-среднедевонскими вулканитами (аллохтон Зараусского покрова) и надвинутой на пластину Кизилкольского покрова, который в этом разрезе играет роль автохтона.

Таким образом, проведенное в зоне Передового хребта крупномасштабное палеомагнитное картирование позволило уточнить стратиграфическую схему девонских образований, доказать покровно-чешуйчатое строение среднепалеозойского структурного этажа, датировать процессы медноколчеданного рудообразования и шарьяжирования тектонических пластин. Эти результаты могут быть использованы при ведении научно обоснованных поисковых работ на обнаружение промышленного медноколчеданного оруденения в пределах комплексов пород, соответствующих субмагнитозоне n_2 .

МЕТОД ОРИЕНТИРОВАНИЯ КЕРНА СКВАЖИН

Знание ориентировки образцов горных пород в пространстве требуется не только для проведения палеомагнитных реконструкций, но часто и для прямого решения ряда геологических задач. Поэтому определение первоначального положения керна давно интересовало исследователей. Известно, что извлечение ориентированного образца керна возможно далеко не во всех условиях; следовательно, требуются способы ориентирования, независимые от процесса бурения. Определенная роль в этом отводится магнитным методам, основанным на следующей схеме.

Вектор I_n горных пород можно рассматривать как сумму двух главных компонент: нестабильной (чаще всего вязкой), направленной по современному геомагнитному полю, и стабильной, имеющей направление древнего поля, соответствующего возрасту пород. Благодаря различной стабильности компонент возможно их разделение путем магнитной чистки при постепенно возрастающей интенсивности размагничивающего воздействия — переменного магнитного поля или температуры. В процессе чистки направление суммарного вектора будет постепенно изменяться в результате разрушения нестабильной компоненты, пока не стабилизируется, приняв направление стабильной компоненты, т. е. древнего геомагнитного поля в координатах, связанных с образцом.

Если при этом значение стабильной компоненты изменилось мало, то разность векторов I_n до чистки и после нее определит направление нестабильной компоненты, т. е. направление современного геомагнитного поля. Однако некоторые изменения стабильной компоненты при разрушении нестабильной возможны, поэтому чаще всего предварительно экспериментальным путем должен быть определен оптимальный режим магнитной чистки. Известно, например, что чаще всего вязкая намагниченность до-

стого полно разрушается при температуре 150—200 °С, в то время как на стабильную компоненту I_n эта температура оказывает незначительное влияние.

Образец обычно вырезают из центральной части керна в виде кубика, одна из граней которого перпендикулярна к оси керна. Эту ось принимают за ось z образца. На перпендикулярной грани произвольно наносят оси x и y . В этих координатах на основе измерений составляющих вектора I_n определяется его направление: исходное (до чистки), в процессе магнитной чистки и после стабилизации направления вектора. Ориентация керна в пространстве достигается тем, что он размещается так, чтобы направление нестабильной компоненты совпало с направлением современного геомагнитного поля или направление стабильной компоненты — с направлением древнего поля. Естественно, последняя ориентировка возможна при условии, что древнее поле достоверно определено путем палеомагнитного изучения одновозрастных пород района. В то же время ориентирование путем привязки к современному полю часто осложняется плохой сохранностью (малостью модуля) нестабильной компоненты к моменту исследования и наличием лабораторной вязкой намагниченности произвольного направления, возникающей при хранении керна.

Мы рассмотрели здесь лишь основную идею и весьма упрощенную схему магнитного метода ориентирования керна скважин. Однако примеров успешного применения метода имеется уже довольно много [2, 15; Ржевский Ю. С., 1973 г.]. Так, тщательная разработка методики, учитывающей условия хранения керна и лабораторную вязкую намагниченность, с применением различных режимов чистки позволила осуществить широкое практическое использование метода при исследовании кернового материала пермо-триасовой толщи восточных районов Русской плиты [2]. Следует заметить, что эта методика отрабатывалась на вертикальных скважинах при относительно спокойном залегании пород. Применение магнитного метода для ориентирования керна в сложных тектонических условиях, когда породы залегают круто, а скважины зачастую наклонены, имеют некоторую специфику, что нашло отражение в публикациях [14, 31 и др.].

Значительные методические разработки по магнитной ориентировке керна проведены В. Н. Завойским и другими сотрудниками Института геофизики АН УССР (например [14]). Авторами сделана попытка оценить влияние на вектор I_n перемагничивающего действия бурового снаряда. Ими приведены многочисленные иллюстрации по использованию метода в различных геологических условиях. Магнитный метод ориентирования керна успешно применялся также при изучении палеотектоники и палеогеоморфологии в зоне Передового хребта (Северный Кавказ), где были, в частности, показаны достаточная точность метода и его экономическая эффективность.

8. НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ КОМПЛЕКСНЫХ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

РАСЧЛЕНЕНИЕ УЛЬТРАМАФИТОВ ВЕТРЕНГО ПОЯСА

В 1976—1981 гг. ПГО «Севзапгеология» проводились петрофизические исследования ультрамафитов Ветреного Пояса. Решались три основные задачи: 1) установление связи физических свойств ультрамафитов с процессами метаморфических и метасоматических изменений; 2) петрофизическая характеристика ультрамафитов; 3) классификация ультрамафитов по петрофизическим признакам.

ЗАВИСИМОСТЬ НАМАГНИЧЕННОСТИ И ПЛОТНОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ ОТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Эта задача решалась путем детальных петрофизических исследований ультрамафитов Вожминского, Кумбуксинского и Светлоозерского массивов (Каменоозерская зона). Все многообразие ультрамафитов, слагающих перечисленные массивы, обусловлено двумя факторами: составом исходных пород и их вторичными изменениями. Первичные породы — оливиниты и верлиты — в массивах Каменоозерской зоны не сохранились; изредка встречаются серпентинизированные верлиты. Однако не подлежит сомнению, что первичные породы обладали высокой плотностью — около $3,2 \text{ г}/\text{см}^3$, так как главными породообразующими минералами являются пироксен и оливин. Намагниченность пород была слабой: первичный рудный минерал представлен исключительно слабомагнитным хромитом.

В процессе серпентинизации (и последующих оталькования и карбонатизации) намагниченность и плотность ультрамафитов закономерно меняются; направленность изменений изображена на рис. 65, построенном по результатам определений более 2500 образцов из всех разновидностей пород.

Замещение железосодержащих породообразующих минералов — серпентинами, обладающими меньшей плотностью, и выделение при этом вторичного магнетита обусловили общее понижение плотности и возрастание магнитной восприимчивости пород. Можно допустить, что при близкой плотности пироксена и оливинта значения плотности исходных оливинитов и верлитов были

Ультрамафиты альбинонитового ряда

Ультрамафиты альверлитового ряда

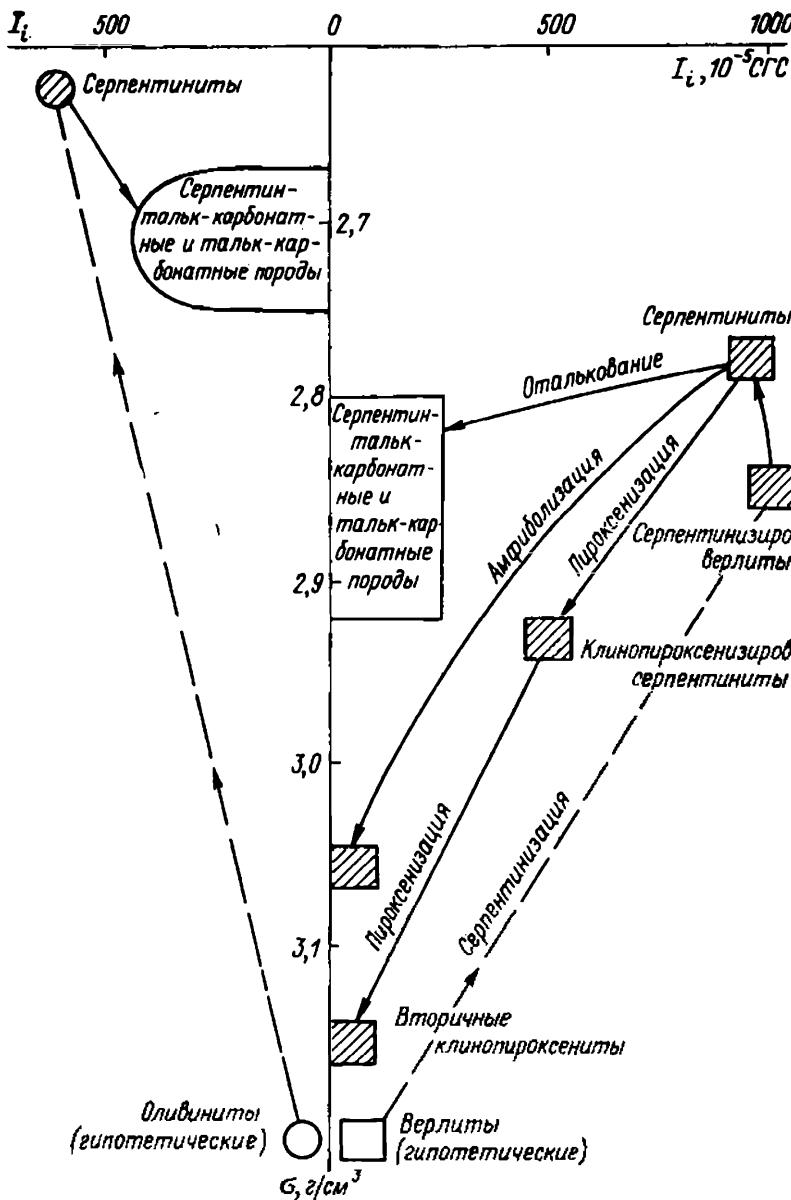


Рис. 65. Схема изменения намагниченности и плотности ультрамафитов Каменоозерской зоны в процессе метаморфических преобразований.

примерно одинаковыми. Однако пироксен более устойчив и на начальных стадиях серпентинизации остается неизмененным, в то время как оливин полностью замещается. Поэтому серпентинизированные верлиты, в состав которых входит слабоизмененный пироксен, характеризуются значительно большей плотностью, чем серпентиниты.

При более высокой степени серпентинизации клинопироксен также замещается серпентином (главным образом антигоритом) и магнетитом. Можно было бы ожидать, что антигоритовые серпентиниты независимо от состава исходных пород должны иметь одинаковую плотность, поскольку сложены одинаковыми минералами. Однако в действительности и на этой стадии аповерлитовые серпентиниты характеризуются большей плотностью, чем апооливинитовые, возможно благодаря повышенной концентрации вторичного магнетита, обусловливающего и их более высокую намагниченность.

Из других вторичных изменений наиболее широко развиты клинопироксенизация и амфиболизация, приводящие к резкому падению намагниченности и повышению плотности пород. Бедное сульфидное оруденение практически не влияет на эти физические параметры.

Аповерлитовые и апооливинитовые серпентиниты различаются и по естественной остаточной намагниченности I_n . Во всех разновидностях апооливинитовых серпентинитов значения I_n и индуктивной намагниченности I_i близки между собой; отношение $Q = I_n/I_i$, хотя и колеблется в широких пределах, но в среднем близко к единице. Для аповерлитовых же серпентинитов характерны высокие значения Q , меняющиеся с увеличением степени серпентинизации. Наибольшие значения I_n и Q отмечаются у верлитов, в которых значительная часть магнетита сосредоточена в трещинах спайности клинопироксена. В антигоритовых серпентинитах I_n и Q значительно ниже; пироксен здесь уже отсутствует, но пластинчатые выделения магнетита частично сохраняются. Наконец, в магнитных разновидностях серпентин-тальк-карбонатных и тальк-карбонатных пород значения Q близки к единице. Магнетит здесь если и сохраняется, то большей частью в виде изометрических зерен. Таким образом, высокие относительные значения остаточной намагниченности характерны только для пород аповерлитового ряда, а среди них наиболее высокие значения Q отмечены в разновидностях, содержащих пироксен.

Имеющиеся данные позволяют утверждать, что различия в значениях I_n и Q ультрамафитов Каменноозерской зоны обусловлены главным образом их способностью сохранять приобретенную при серпентинизации остаточную намагниченность, т. е. зависят от магнитной жесткости ферромагнетика. Из теории и практики ферромагнетизма [18] известно, что при прочих равных условиях коэрцитивная сила магнитного материала тем

выше, чем заметнее форма отдельных частиц отличается от изометричной (что, в частности, используется в технике для изготавления постоянных магнитов). Среди описываемых ультрамафитов наиболее высокими относительными значениями I_n обладают верлиты, в которых выполняется условие неизометричности магнитных включений. По мере перекристаллизации магнетита параметр Q уменьшается. В апооливинитовых серпентинитах магнетит образует большей частью грубоизометричные выделения (каемки вокруг бывших оливиновых зерен, ксеноморфные вкрапленники), и коэрцитивная сила их невелика; соответственно понижены и значения Q .

НАМАГНИЧЕННОСТЬ И ПЛОТНОСТЬ УЛЬТРАМАФИТОВ

В изученных массивах Ветреного Пояса физические свойства ультрамафитов колеблются в весьма широких пределах, но для каждой разновидности в любом одном массиве распределение плотности σ близко к нормальному, а намагниченностей I_n и I_i — к логнормальному. На схемах корреляции этих величин фигуративные точки образцов определенных разновидностей обычно занимают компактную область, а средние по массивам значения σ , I_n , I_i статистически достоверны.

Сравним изученные массивы по значениям намагниченности и плотности двух наиболее широко распространенных разновидностей ультрамафитов — апооливинитовых и апоперидотитовых (аповерлитовых) серпентинитов.

Апооливинитовые серпентиниты. Средние значения индуктивной и естественной остаточной намагниченности апооливинитовых серпентинитов из различных массивов колеблются от десятков (Нюхчереченский массив) до сотен 10^{-6} СГС (Каменноозерская зона). На схеме корреляции I_n и I_i (рис. 66) фигуративные точки для разных массивов с очень небольшим разбросом располагаются около прямой линии $I_n = I_i$ (т. е. $Q = 1$), образуя почти непрерывный ряд*. Средние значения плотности апооливинитовых серпентинитов из разных массивов колеблются от 2,53 до 2,68 г/см³. Наибольшие плотность (более 2,6 г/см³) и намагниченность характерны для оливинит-верлитовых массивов с антигоритовым типом серпентинизации (Каменоозерская и Волошовско-Токлинская зоны, массив Щелейный мыс).

Апоперидотитовые серпентиниты. В большинстве изученных массивов ультрамафиты перидотитового ряда представлены аповерлитовыми серпентинитами, реже (в четырех массивах) — плагиолерцолитами и серпентинитами по ним. Плагиолерцолиты и продукты их преобразования — наименее измененные разно-

* Схемы корреляции, приведенные по рис. 66, построены по значениям σ , I_n и I_i , измеренным на 1760 образцах апооливинитовых и 1190 образцах апоперидотитовых серпентинитов.

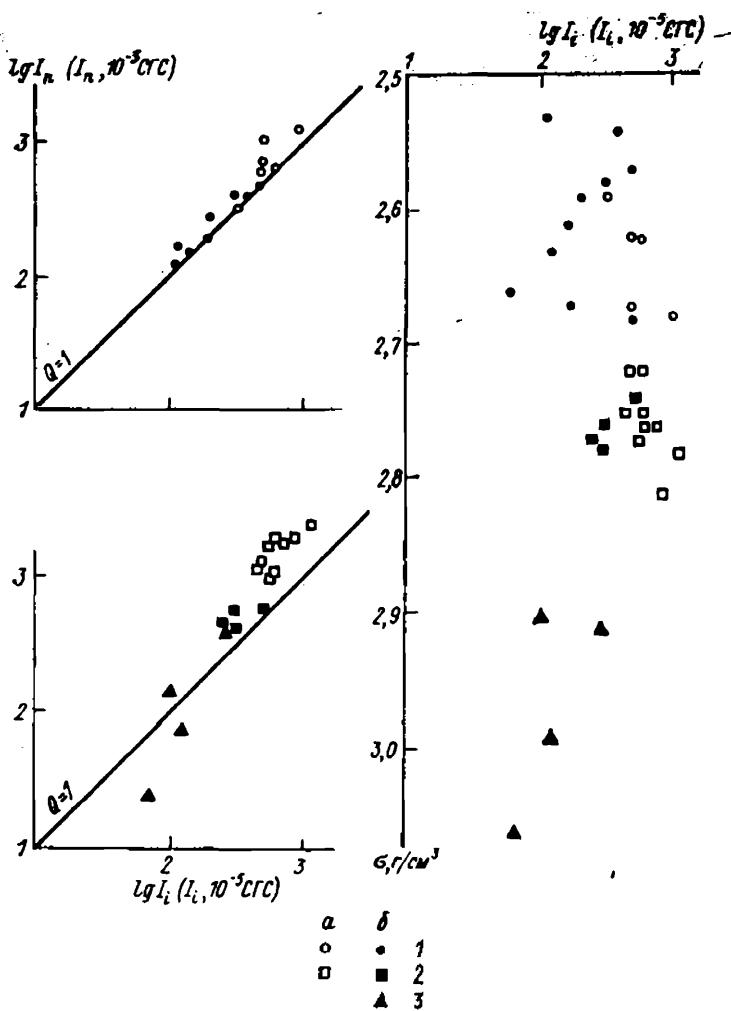


Рис. 66. Схема корреляции средних по массиву значений I_n и I_t , σ и I_t ультрамафитов Ветреного Пояса.

Серпентиниты: 1 — апооливинитовые, 2 — аловерлитовые; 3 — метаморфизованные плагиолерцолиты; преобладающая серпентинизация: а — антигоритовая, б — лизардит-хризотиловая.

видности среди ультрамафитов Ветреного Пояса; в них сохраняются реликты оливина, пироксен почти не изменен, количество вторичного магнетита незначительно. Соответственно плагиолерцолиты и серпентиниты по ним отличаются от других ультрамафитов наибольшей плотностью (более $2.9 \text{ г}/\text{см}^3$) и наименьшей намагниченностью ($I_t = 70 \div 280 \text{ } 10^{-5} \text{ СГС}$).

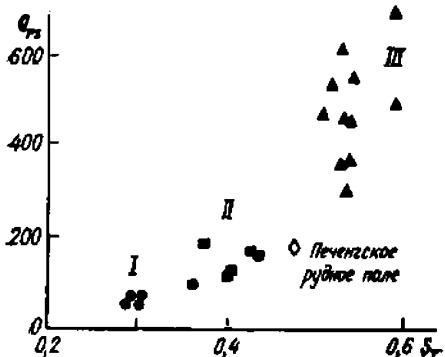


Рис. 67. Схема корреляции St и Q_{rs} ультрамафитовых массивов Ветреного Пояса.

Б. Н. Писакин и А. А. Пряяткин [1979 г.] приводят в качестве типичных для метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Магнетит здесь перекристаллизован, в результате чего образовались крупные «идеальные» кристаллы с низкой магнитной жесткостью, что и обуславливает низкую устойчивость остаточной намагниченности к нагреву. В ультрамафитах сходный эффект вызывается перекристаллизацией магнетита (часто неоднократной), в результате которой количество примесей в нем уменьшается, размеры зерен в среднем увеличиваются, а их форма все более приближается к изометричной. Магнитная жесткость уменьшается также в ходе повторных прогревов, снижающих внутренние напряжения.

Группа III характеризуется выпуклыми ТМК и разнообразными значениями Q_{rs} , которые, однако, всегда выше, чем в породах групп I и II. Скорее всего, массивы группы III в меньшей степени затронуты процессами метаморфической переработки, которые приводят к возрастанию однородности вторичного магнетита.

Ниже приводится краткая характеристика массивов трех выделенных петрофизических групп.

Массивы петрофизической группы III ($Q_{rs} > 250$; $St > 0,5$) распространены на всей территории Ветреного Пояса (рис. 68), но большей частью сосредоточены в северо-восточном его крыле; обычно контролируются разломами северо-западного простирания и вытянуты вдоль них. Исключением являются Монастырские массивы, вытянутые в север-северо-восточном направлении.

Особенностью ультрамафитов группы III является то, что среди их дифференциатов встречаются лерцолиты и плагиолерцолиты, постепенно сменяющие верлиты в кровле массивов. Степень серпентинизации различная. Иногда породы лишь слабо затронуты серпентинизацией (Мельничный порог) или содержат до 30 % реликтов оливина (Лексинский массив). Но и при более высокой степени серпентинизации, характерной для большинства изученных массивов, в ультрамафитах сохраняются первичные минералы и структуры.

Типичными представителями группы III являются Нюхчере-ченский, Колозерский, Монастырский, Сезский оливинит-верлит-

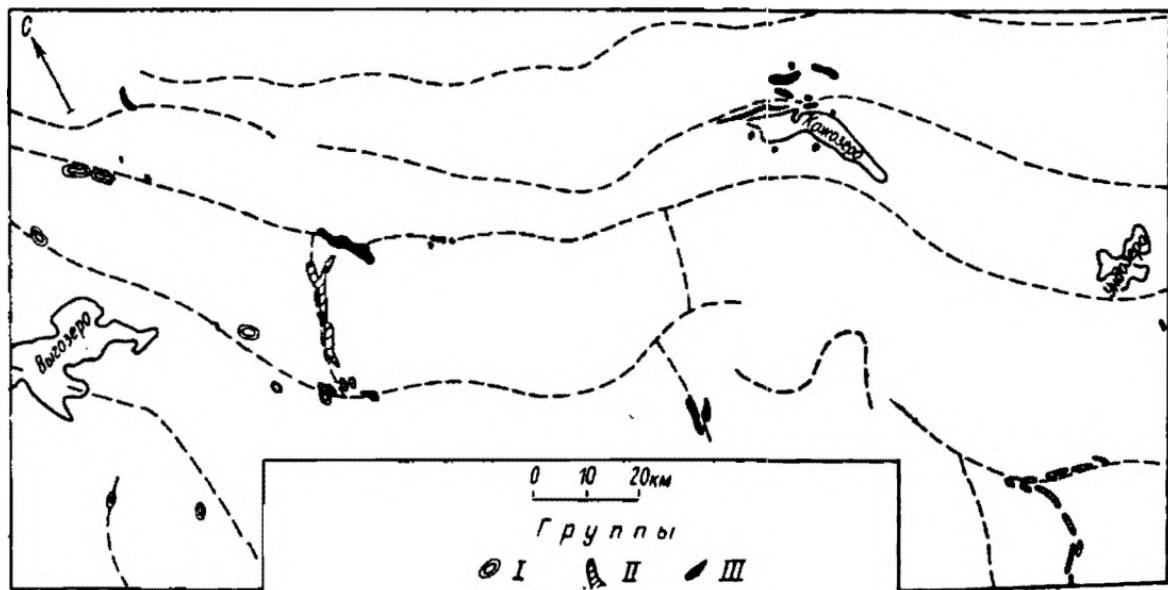


Рис. 68. Расположение ультрамафитовых массивов петрофизических групп I—III на территории Верхнекого Пояса.

Штриховыми линиями показаны зоны глубинных (мантийных) разломов.

плагиолерцолитовые (до габбро-норитов) массивы, залегающие в основном среди пород веленгской свиты (позднеятульский возраст). Встречаются также тела, сложенные одной или двумя из перечисленных разновидностей ультрамафитов. Поро-дообразующие серпентиновые минералы — лизардит и хризотил. Вторичная клинопироксенизация практически отсутствует, антигоризация приурочена лишь к локальным зонам. Тальк-карбонатные породы по ультрамафитам этой группы не развиты.

В целом ультрамафиты группы III характеризуются пониженной намагниченностью (особенно это касается слабо серпентинизированных пород). Судя по лабораторным характеристикам магнитных свойств, ультрамафиты содержат магнито-жесткий ферромагнетик — неперекристаллизованный магнетит с примесями и включениями. Этот вывод согласуется с преобладанием среди серпентинов низкотемпературных хризотила и лизардита (температура образования 85–115 °С [Алиева О. З., Смирнов Ю. В., 1978 г.]) и с отсутствием тальк-карбонатных пород.

Петрофизические группы I и II объединяют массивы анооливинит-аповерлитового состава. Они залегают среди вулканогенно-осадочных пород предположительно лопийского или сумийского возраста и различаются по степени метасоматических и метаморфических преобразований. В отличие от массивов группы III, аполерцолитовые разновидности здесь не установлены. Однако при глубоких преобразованиях, характерных для ультрамафитов групп I и II, аполерцолитовые серпентиниты петрографически неотличимы от аповерлитовых. Поэтому не исключено, что в некоторых массивах среди первичных пород встречались и лерцолиты.

Массивы петрофизической группы II ($100 < Q_{rs} < 200$; $0,37 < S_T < 0,5$): Светлоозерский, Кумбуксинский, Вожминский (включая массив Лора) и Волошовский — приурочены к разломам север-северо-восточного простирания. Широко проявлены процессы вторичной клинопироксенизации и родингитизации. Из первичных породообразующих минералов сохраняются лишь реликты пироксена. Оливины в основном превращены в лизардитовые, а верлиты — в антигоритовые серпентиниты.

В пределах Каменноозерской зоны степень метасоматических и метаморфических преобразований увеличивается с северо-востока (массивы Лора, Вожминский) на юго-запад (Светлоозерский), соответственно понижаются значения Q_{rs} и S_T . Таким образом, как по степени преобразований, так и по петрофизическим признакам в указанном направлении осуществляется постепенный переход от группы II к группе I.

Массивы петрофизической группы I ($Q_{rs} < 100$, $S_T < 0,37$) распространены в юго-западном крыле структуры Ветреный Пояс в Южно-Выгозерском синклинории, контролируются глубинными разломами северо-западного простирания. Эти мас-

сивы приурочены к зонам интенсивного метасоматоза и отличаются от массивов группы II высокой степенью переработки. Первичные минералы и структуры нацело изменены, ультрамафиты преобразованы в различные сланцы, вплоть до листвинтов. В основном развиты антигоритовые серпентиниты, лизардитовые встречаются в виде реликтов.

Очевидно, что петрофизическое расчленение ультрамафитов имеет отчетливо выраженный геологический смысл и отражает реальные процессы. Ультрамафиты каждой из трех групп сосредоточены в обособленных тектонических зонах, различаются по составу пород и главным образом — по степени метаморфической и метасоматической переработки. Петрофизическая группа II объединяет все известные в пределах Ветреного Пояса никеленосные массивы. По параметрам Q_{rs} и S_t они сопоставляются с рудоносными массивами Печенгского рудного поля (см. рис. 67), где изучались массивы Семилетка, Спутник, Котельваара, Соукер, Орто-айви, Райко-айви, Каула.

РАСЧЛЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ПО ИХ ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

Расчленение и корреляция вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород как по возрасту, так и по фациальной принадлежности всегда представляют определенные трудности, которые в большинстве своем связаны с особенностями условий образования этих пород. Как правило, в них очень редко встречаются и, кроме того, плохо сохраняются остатки фауны и флоры. Пласти и толщи пород не выдержаны по простиранию и мощности, фациально изменчивы, очень пестры по составу или, наоборот, монотонны; отсутствуют маркирующие опорные горизонты. Наличие как согласных, так и рвущих интрузивных образований еще более усложняет геологическое строение. Поэтому, несмотря на комплексное использование современных методов изучения вулканогенных пород с точки зрения их стратиграфии, структурного положения, геохимических особенностей, часто наблюдается у разных авторов расхождение при сопоставлении свит, толщ, определении их границ, выделении магматических комплексов даже на соседних территориях.

В областях развития древнего вулканизма, в условиях наложенной складчатости при геологической съемке часто возникают затруднения при установлении залегания вулканогенных пород и их комагматичности, так как близкие по возрасту, петрографическому определению, химическому составу и геохимическим особенностям магматические образования могут не только залегать в виде покровов и пластов, но и находиться среди стратифицированных пород в виде секущих тел (экструзивные купола, некки, штоки, силлы, лакколиты и т. д.). И только

наличие вертикальных рвущих контактов, восходящей флюидальности, упорядоченной ориентировки фенокристаллов (что очень часто не удается наблюдать, например, из-за плохой обнаженности) позволяет разделить эти совершенно разные по условиям залегания и образования породы. Этот весьма сложный при геологическом картировании вопрос фациального расчленения и установления комагматичности вулканогенных образований может представлять и большой практический интерес, поскольку очень часто с комплексами малых интрузий синхронично или пространственно связано оруденение.

Геофизические методы, такие как гравиметрия и магниторазведка, тоже не всегда дают положительные результаты при исследовании магматических пород (например, из-за малых размеров интрузивных тел, отсутствия ощутимого различия в плотности покровных и жерловых образований, сложного, знакопеременного характера магнитного поля над вулканическими породами и т. д.). Не всегда эффективны и электроразведочные методы; изучение же магнитной восприимчивости в большой степени зависит от концентрации ферромагнитных минералов в горной породе.

Не следует это понимать так, что в подобной ситуации надо отказаться от этих давно известных и прекрасно себя зарекомендовавших при геологической съемке и поисках методов, как геологических, так геофизических и геохимических. Однако опыт практического использования новых магнитных характеристик горных пород позволяет надеяться, что применение этих параметров, особенно в комплексе с другими методами, может оказать помощь в изучении геологической истории и условий образований горных пород при решении как локальных, так и региональных задач геологии.

Ниже рассматривается пример применения методов магнетизма горных пород (МГП) для расчленения и корреляции вулканогенных пород, разделения их по фациальной принадлежности. В данном случае решалась прямая задача, т. е. в геологически достаточно хорошо изученном районе, с хорошей обнаженностью, мы пытались выяснить, обладают ли различные фации магматических пород присущим только им характерным комплексом магнитных параметров и можно ли на основе этого комплекса проводить их разделение.

Для этих исследований была выбрана Каргалинская кольцевая структура (Центральный Казахстан), которая в региональном плане расположена на стыке Токрауского синклиниория и Жаман-Атасуйского антиклиниория. Геологическое строение района весьма сложное. В пределах Каргалинской структуры выделяется шесть различных, как их определяет Г. Т. Скублов [1971 г.], вулкано-плутонических ассоциаций раннекаменноугольно-пермского возраста. Здесь проведены геологическая съемка масштаба 1:50 000, геохимические и минералогические иссле-