

Ю. Б. ОСИПОВ

МАГНЕТИЗМ
ГЛИНИСТЫХ
ГРУНТОВ



Ю. Б. ОСИПОВ

МАГНЕТИЗМ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

2739



МОСКВА • НЕДРА • 1978



Осипов Ю. Б. Магнетизм глинистых грунтов. М., «Недра», 1978, 200 с.

В книге впервые систематизированы теоретические и экспериментальные данные о магнитных свойствах глинистых пород. Рассмотрены некоторые вопросы теории магнетизма глинистых пород; включен большой экспериментальный материал по магнитным свойствам искусственно синтезированных глинистых систем, а также глин различного генезиса; описаны процессы седиментации глинистых частиц в условиях аномального магнитного поля, формирование структуры и текстуры глинистых осадков в зависимости от напряженности магнитного поля. Значительное место уделено рассмотрению возможностей применения метода магнитной анизотропии для количественной оценки трехмерной текстуры глин с целью выявления роли текстурного фактора в прочностных и деформационных свойствах глинистых пород.

Книга предназначена для инженеров-геологов, грунтоведов, специалистов в области механики грунтов и геофизики. Она будет представлять интерес для минералогов, литологов и петрографов, а также специалистов в области коллоидной и физической химии. Материалами монографии могут пользоваться аспиранты и студенты старших курсов соответствующих специальностей.

Табл. 21, ил. 59, список лит. — 125 назв.

О 20806—362 465—78
043(01)—78

© Издательство «Недра», 1978

ИБ № 2239

ЮРИЯ БОРИСОВИЧ ОСИПОВ

МАГНЕТИЗМ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Редактор издательства Л. С. Цаплина
Переплет художника А. А. Зубченко
Художественный редактор В. В. Евдокимов
Технические редакторы Л. Г. Лаврентьева, О. Ю. Трепенюк
Корректор А. А. Передерникова

Сдано в набор 20.01.78

Формат 60×90^{1/16}
Уч.-изд. л. 14,62

Бумага № 1

Тираж 780 экз.

Подписано в печать 25.07.78

Гарнитура литер.

Печать высокая

Заказ 105/6867—4

T-15104

Печ. л. 12,5

Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

ПРЕДИСЛОВИЕ

Глинистые породы — наиболее сложные естественные образования, с которыми приходится иметь дело специалистам, изучающим грунты. Механические теории прочности и деформируемости грунтов не всегда достаточно полно и надежно описывают сущность происходящих в них процессов, многие из которых часто или вообще не учитываются или слишком схематизируются. Поэтому поисковые исследования в настоящее время должны быть направлены, во-первых, на количественное изучение сил, действующих между частицами, и, во-вторых, на количественное выявление роли структурно-текстурных характеристик при определении тех или иных механических свойств. Только совокупное изучение этих факторов позволит создать удовлетворительную физико-механическую модель глинистых грунтов различных генетических типов для дальнейшего развития механической теории прочности и деформируемости.

В настоящей книге рассматривается природа магнитных свойств глинистых пород и возможность применения магнитных методов их исследования для решения некоторых инженерно-геологических задач.

В 1936 г. М. М. Филатов в своих исследованиях придавал большое значение изучению структур дисперсных грунтов, связям между частицами разной дисперсности, природе их возникновения. Изучение структур связных грунтов и, в частности глин, с самого начала проводилось на естественноисторической основе. В содружестве со специалистами других отраслей науки и главным образом со специалистами школы физико-химической механики (П. А. Ребиндер, Б. В. Дерягин) грунтоведы добились определенных успехов в изучении природы и характера связей в глинах. На описываемый период установлены силы нескольких видов, действующие между частицами в глинистых грунтах. Это, прежде всего, силы молекулярной природы (ван-дер-ваальсовы), они далекодействительны и присущи всем материальным объектам. Затем силы электростатические, обусловленные нескомпенсированным зарядом минеральных частиц, трением, селективной адсорбцией ионов и другими причинами. И, наконец, силы кристаллизационные, которые являются типично ионными.

В глинах большая роль отводится молекулярным силам, которые по физической природе являются электромагнитными и электростатическими, и уже только по этой причине (независимо от наличия или отсутствия геомагнитного поля) следует изучать энергетические связи между глинистыми частицами, помещая их в электростатическое или магнитное поле, которое позволяет регулировать интенсивность связи между частицами. Если же учесть и тот факт, что глинистые частицы наряду с электроста-

тическим зарядом обладают еще магнитным моментом, то тем более это изучение представляется перспективным. Поскольку в отдельных районах (КМА) глинистые породы залегают непосредственно над железными рудами, создающими магнитную аномалию, то в теоретическом и практическом отношении важно определить роль внешнего аномального магнитного поля в формировании физико-механических свойств глинистых грунтов.

В связи с тем что данная книга посвящена исследованию поведения глинистых систем в магнитном поле и магнитным методам их исследования, то совершенно необходимо знать природу магнетизма глин. Этому вопросу посвящена первая часть монографии, в которой дается характеристика высокодисперсных ферромагнитных частиц и пленок, рассматриваются магнитные свойства слабомагнитных систем и в том числе глин различного генезиса. Так как естественные глинистые породы в большинстве случаев имеют сложный, пестрый минеральный состав, поэтому основное внимание уделяется изучению магнитных свойств искусственно созданных парных систем с известным глинистым минералом и высокодисперсным ферромагнетиком.

Во второй части книги рассматриваются эффекты, связанные с влиянием высокодисперсных железосодержащих минералов на состав и водно-физические свойства глинистых грунтов, а также дается решение ряда инженерно-геологических задач с помощью магнитных методов исследования, необходимость постановки которых диктуется практикой экспериментальных измерений и требованиями строительства.

Один из разделов работы (гл. V) посвящен количественному изучению пространственной текстуры глинистых грунтов методом магнитной анизотропии. Этот метод позволяет изучать трехмерную текстуру грунта в естественном сложении на образцах макроразмера при естественной влажности и плотности.

Другой не менее важный раздел связан с изучением реологических свойств глинистых систем. Эти исследования позволили в какой-то степени связать между собой структурные и реологические свойства, которые представляют значительный интерес для грунтоведения и механики грунтов. Исследованные реологические свойства довольно близки к таким важным деформационным характеристикам глин, как деформация ползучести и консолидации. В связи с этим даже те элементы структуры и текстуры глин, происхождение которых связано с геомагнитным полем, могут раскрыться при деформациях типа ползучести. Это один из практических выводов выполненной работы.

Автор благодарит аспирантов и сотрудников Б. А. Соколова, Б. М. Кирина, Ю. Н. Водяницкого, А. И. Вайтекунене, оказавших помощь в сборе экспериментального материала. Автор выражает самую сердечную благодарность заведующему кафедрой грунтоведения и инженерной геологии МГУ чл.-корр. АН СССР проф. Е. М. Сергееву за содействие в работе.

ПРИРОДА МАГНЕТИЗМА ГЛИН

ГЛАВА I

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА СЛАБОМАГНИТНЫХ ВЕЩЕСТВ

§ 1. ПРИРОДА МАГНЕТИЗМА

Современная наука о магнетизме вещества доказала, что в природе немагнитных веществ нет. Любое вещество, помещенное во внешнее магнитное поле, намагничивается, меняет свое термодинамическое состояние. Магнитный момент любого тела определяется суммой магнитных моментов атомов, из которых состоит это тело.

Атомная природа магнетизма была доказана опытами Штерна и Герлаха [20, 28, 29, 71]. Зеeman установил, что спектральные линии атомов расщепляются магнитным полем, так как электроны свойственны орбитальный и спиновый магнитные моменты. Все орбитальные и спиновые моменты, складываясь как векторы, образуют результирующий магнитный момент атома. Элементарной единицей магнетизма (наименьшее количество магнетизма, которым может обладать электрон в атоме) является величина

$$M_B = \frac{|e|h}{4\pi mc} = 0,927 \cdot 10^{-20} \text{ эрг/Гс,}$$

которая называется магнетоном Бора. Здесь $h = 6,623 \cdot 10^{-27}$ эрг/с — постоянная Планка, e — заряд электрона, m — масса электрона, c — скорость света. Итак, общий магнитный момент атома составляется из векторной суммы орбитальных и спиновых электронных магнитных моментов, ядерного спина (движения ядра вокруг собственной оси) и колебательно-вращательного движения орбит около направления внешнего магнитного поля (прецессия Лармора).

Элементарной частицей магнетизма первые ученые-магнитологи считали магнитный диполь — систему из двух равных по величине и обратных по знаку зарядов. Несмотря на то что в настоящее время понятие «магнитный заряд» устарело и не имеет под собой физической основы, еще во многих случаях оно применяется. Количественной характеристикой магнитного диполя является вектор его магнитного момента, который представляет собой произведение от умножения «магнитного заряда» m на вектор длины диполя l , т. е.

$\mu = ml$. Как уже отмечалось выше, результирующий магнитный момент какого-либо тела, отнесенный или к единице объема

($\int \mu dv$), или к единице массы, или к грамм-атому, называется намагниченностью

$$I = \sum \mu.$$

Для одних веществ намагниченность — сложная функция внешнего магнитного поля, а для других в определенных интервалах полей и температур при квазистатическом характере намагничивания эта функция может быть линейной

$$I = \alpha H,$$

где I — намагниченность, H — напряженность магнитного поля, α — магнитная восприимчивость. Отсюда следует, что магнитная восприимчивость есть коэффициент пропорциональности между намагниченностью и внешним магнитным полем, создавшим эту намагниченность.

Различают объемную (α), удельную (χ) и мольную (λ_m) магнитные восприимчивости. Принимается, что магнитная восприимчивость единицы объема — величина безразмерная, а удельная магнитная восприимчивость соответственно имеет размерность, обратную плотности. Различные виды магнитной восприимчивости связаны соотношениями

$$\alpha = \frac{\chi}{\rho} = \frac{\lambda_m}{\rho(A)},$$

где ρ — плотность, A — молекулярная масса.

Газы и жидкости магнитно изотропны — их магнитная восприимчивость одинакова во всех направлениях. Эффективной изотропией могут обладать и твердые вещества, если их микрокристаллы полностью хаотизированы в пространстве (такой агрегат практически не встречается). В кристаллах с низкой степенью симметрии могут быть взаимно перпендикулярные направления, которые называют осями легкого намагничивания. Вдоль этих осей направление намагничивания совпадает с направлением приложенного поля. Магнитные восприимчивости вдоль этих осей называются главными восприимчивостями, иногда они различны по величине.

Для ферромагнитных веществ α имеет сложный характер в зависимости от напряженности магнитного поля, температуры и предыдущей истории магнитного состояния.

Исторически так сложилось, что феноменологическая классификация всех веществ по магнитным свойствам исходила из знака и величины магнитной восприимчивости. По этой классификации выделялось три вида магнетиков: 1) диамагнетики ($\alpha < 0$); 2) парамагнетики ($\alpha > 0$); 3) ферромагнетики ($\alpha \gg 0$). Однако эта классификация никоим образом не учитывает атомную природу магнетизма. Поэтому в настоящее время чаще пользуются физической классификацией, в основе которой лежит природа атомных носителей магнитного момента и характер влияния воздействия на эти носители.

Диамагнетизм присущ всем без исключения веществам. Диамагнитный эффект является результатом индукционного воздействия внешнего магнитного поля на молекулярные токи. Благодаря Ларморовской прецессии электронных орбит в поле в каждом атоме возникает добавочный магнитный момент, направленный против создающего его поля, что и определяет отрицательный знак диамагнитной восприимчивости.

Диамагнетизм присущ всем атомам, ионам и молекулам. Поэтому все тела и вещества — диамагнетики, хотя диамагнетизм часто перекрывается более сильным парамагнетизмом за счет внешнего магнитного поля или внутренних взаимодействий. Подобная универсальность диамагнетизма объясняется тем, что ненарушенная химическая связь характеризуется взаимной компенсацией электронных спинов [28]. Поэтому становится понятной другая характерная черта диамагнетиков — отсутствие магнитного момента в нулевом магнитном поле.

В общем случае диамагнетизм не зависит от физического состояния вещества, но некоторые экспериментальные данные показывают, что при переходе тела в жидкое состояние диамагнетизм его увеличивается. По данным П. Селвуда [71], диамагнетизм уменьшается прямо пропорционально размеру частиц, что доказано для графита и, возможно, справедливо для кварца.

При изучении процессов осаждения интересен факт вытеснения (возможно свободное парение) диамагнитного вещества из областей большей напряженности магнитного поля в области меньшей напряженности (Р. В. Поль). К классическим диамагнитным соединениям относятся такие вещества, как инертные газы, цинк, золото, ртуть, вода, органические соединения и т. д. Среди горных пород к чистым диамагнетикам может быть отнесена сравнительно небольшая группа пород: каменные соли, мел, известняк.

ДИАМАГНЕТИЗМ ИОНОВ, АТОМОВ, МОЛЕКУЛ

В связи с тем что в данной книге рассматриваются физико-химические свойства системы: глина — вода (раствор), в данном разделе дается краткая справка о магнитных свойствах атомов, ионов и молекул. Из имеющихся теоретических и экспериментальных данных по магнитной восприимчивости атомов следует, что величина χ закономерно растет с атомным номером элемента.

В экспериментальных измерениях ионной восприимчивости всегда имеется некоторая нечеткость, связанная с влиянием на диамагнитную восприимчивость сил связей между ионом и окружающими его атомами (ионами). В связи с этим нет достаточной ясности — являются ли ионные восприимчивости строго определенными величинами или же они зависят от химического окружения иона. Неизвестно, одинакова ли восприимчивость ионов в растворе и в твердом теле; нет данных о том, как влияет концентрация на восприимчивость ионов в растворе.

Диамагнетизм молекул, согласно Я. Г. Дорфману [28, 29], в чистом виде может быть изучен при преимущественно неполярной, ковалентной связи, а в случае ионной связи предметом измерений обычно служат ионы. Это связано с тем, что во втором случае молекулы в растворе диссоциируют на ионы. Практически ионы не являются абсолютно жесткими системами, так как благодаря электрическим силам взаимодействия ионы взаимно деформируются, в результате чего существенно изменяется симметрия электронных оболочек.

Следует отметить, что теория диамагнетизма ионных и ковалентных кристаллов разработана еще относительно слабо, но решение этой задачи представляет интерес с точки зрения получения тонкой информации об электронной структуре таких кристаллов.

Парамагнетики отличаются от диамагнетиков тем, что первые обладают постоянным магнитным моментом даже при отсутствии внешнего магнитного поля ($H=0$). Парамагнитная частица, так же как и диамагнитная, при помещении ее во внешнее магнитное поле приобретает дополнительный индукционный диамагнитный момент, который на порядок меньше, чем постоянный магнитный момент, обуславливающий парамагнетизм [20].

Постоянным магнитным моментом атом может обладать только в тех случаях, когда он имеет нечетное число электронов или когда не все электроны спарены. В кристаллах парамагнетизм наблюдается при наличии дефектов. Разрабатывая классическую теорию парамагнетизма, П. Ланжевен принимал атомы за постоянные магнетики, ориентирующиеся в направлении внешнего поля даже при наличии противодействующего беспорядочного теплового движения атомов. П. Ланжевен вывел следующее уравнение для намагниченности парамагнитного газа:

$$I = N\mu \left(\operatorname{cth} \frac{\mu H}{kT} - \frac{kT}{\mu H} \right),$$

положив $x = \frac{\mu H}{kT}$, запишем:

$$L(x) = \operatorname{cth} x - \frac{1}{x},$$

где $L(x)$ называется функцией Ланжевена, которая изменяется от $L(0)=0$ до $L(\infty)=1$. При малых x получаем

$$\operatorname{cth} x = \frac{1}{x} + \frac{x}{3},$$

и тогда $L(x) \approx \frac{x}{3}$. В случае малых полей ($\mu H \ll kT$) уравнение для мольной магнитной восприимчивости будет иметь вид

$$\chi_p = N\mu^2/3kT,$$

где N — число Авогадро, μ — магнитный момент, k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура. Магнитная восприимчи-

вость парамагнетиков практически не зависит от напряженности (H) магнитного поля, но зависит по экспериментальному закону Кюри—Вейсса от температуры:

$$\chi = \frac{C}{T - \Delta}.$$

Как правило, парамагнетики не обладают самопроизвольной спонтанной намагниченностью в нулевом поле, так как этому препятствует тепловое движение. Лишь при наличии определенного внутреннего взаимодействия между элементарными носителями магнетизма такая намагниченность возможна, возникает ферро- или антиферромагнитное состояние. Поэтому при $H=0$ результирующая намагниченность тела равна нулю. Если парамагнетик намагничивается в относительно слабом внешнем поле, таком, что энергия элементарных магнетиков μH мала по сравнению с их тепловой энергией

$$kT \left(\frac{\mu H}{kT} \ll 1 \right),$$

то намагниченность возрастает прямо пропорционально величине внешнего поля и в этом случае можно записать

$$I \simeq \chi \cdot H,$$

где I — намагниченность, χ — магнитная восприимчивость, H — напряженность поля. Если же

$$\frac{\mu H}{kT} \gg 1,$$

то линейная связь между I и H нарушается и намагниченность стремится к насыщению ($N\mu$) с увеличением H .

П. Вейсс в 1907 г. показал, что основное отличительное свойство ферромагнетика — самопроизвольная (спонтанная) намагниченность при температурах ниже точки Кюри, не зависящая от внешнего поля. Спонтанная намагниченность наблюдается только в доменах (небольших участках размером $\approx 10^{-4}$ см), где при отсутствии внешнего поля векторы намагниченности распределены хаотично (в идеально мягком магнитных и идеально размагнитенных веществах), в результате этого все тело в целом не обладает магнитным моментом ($\sum I_s \cdot v_i = 0$).

Ферромагнетизм обусловлен только спиновыми магнитными моментами, а участие орбитальных моментов незначительно. Этот вывод следует из данных гиромангнитных и магниторезонансных опытов. Атомным ферромагнитным порядком обычно называют параллельную ориентацию магнитных моментов всех атомов вещества.

Известно, что специфической особенностью поведения ферромагнетика во внешнем магнитном поле является вид его кривой намагничивания (рис. 1). Из рис. 1 видно, что при $H=0$ намагниченность отсутствует (для размагнитенного состояния). С увеличением

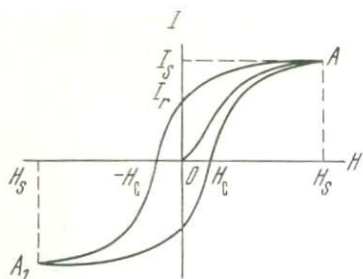


Рис. 1. Кривая намагничивания ферромагнетика

ем поля намагниченность растет вплоть до насыщения (I_s — намагниченность насыщения), после чего намагниченность растет очень слабо и практически по линейному закону (парапроцесс). Как видно из рис. 1 при намагничивании ферромагнетика происходит отставание изменения намагниченности от линейного закона с ростом напряженности внешнего магнитного поля. Это явление называют магнитным гистерезисом, а кривая, изображающая зависимость I от H при перемагничивании, называется петлей гистерезиса. Если после достижения насыщения I_s образца уменьшить напряженность поля, то при $H=0$ оказывается, что намагниченность не равна 0, а равна некоторому значению I_r , которое называется остаточной намагниченностью. Для того чтобы свести эту остаточную намагниченность до 0, нужно приложить обратное по знаку внешнее магнитное поле H_c , которое называется коэрцитивной силой. По площади петли гистерезиса и значению H_c ферромагнетики подразделяются на мягкие ($H_c \sim 10$ Э) и жесткие ($H_c \sim 10^2 - 10^3$ Э). Из опыта хорошо известно, что, нагревая ферромагнетик, его можно перевести в парамагнитное состояние. Экстраполируя кривую $I_s(T)$ до пересечения с осью T , для каждого ферромагнетика можно найти критическую температуру T_k , выше которой ферромагнетизма не существует. Эта температура называется точкой Кюри. «Точечный» характер магнитного превращения для массивного ферромагнетика доказывается измерениями температурного хода намагнитных свойств ферромагнетиков (теплоемкость, удельное электросопротивление и др.), которые обладают при T_k «ферромагнитными аномалиями».

Если в случае ферромагнетизма минимум свободной энергии соответствовал параллельной ориентации спинов, то в случае антиферромагнетизма этому минимуму соответствует антипараллельная ориентация. В связи с таким энергетическим состоянием кристаллическая решетка разбивается на две подрешетки (Л. Неель) [46, 113] с взаимно антипараллельно ориентированными спинами. В случае когда эти подрешетки имеют одинаковые моменты, наблюдается антиферромагнитное состояние кристалла, т. е. результирующий магнитный момент кристалла равен нулю ($I_{s_1} + I_{s_2} = 0$), а при различных магнитных моментах в подрешетках кристалл будет обладать некоторым результирующим магнитным моментом, и ему соответствует ферромагнитное состояние.

Магнитные свойства антиферромагнетиков обладают специфической температурной зависимостью: вначале χ растет с температурой, достигает максимума, а затем подчиняется закону Кюри — Вейсса. Температура, соответствующая максимуму, аналогична

температуре Кюри — выше нее антиферромагнетик теряет свои специфические магнитные свойства и превращается в парамагнетик. Поэтому эта температура называется точкой Кюри, или точкой Нееля T_H .

Как уже отмечалось выше, при неполной компенсации магнитных моментов в подрешетках возникает ферримагнитное состояние (рис. 2). Типичным представителем таких веществ — ферритов является магнетит (Fe_3O_4). В ферримагнетиках, в отличие от ферромагнетиков, обменное взаимодействие между магнитными носителями отрицательно. Число и симметрия магнитных подрешеток, по Ландау и Неелю [46], находятся в определенной связи с кристаллической природой соединения. Поскольку среднее расстояние между соседними катионами в анти- и ферримагнетиках значительно больше, чем в ферромагнетиках, то представляется весьма важным факт, что в обменной связи в ферромагнетиках принимают участие наружные электроны магнитно-нейтральных ионов (кислород, сера и др.).

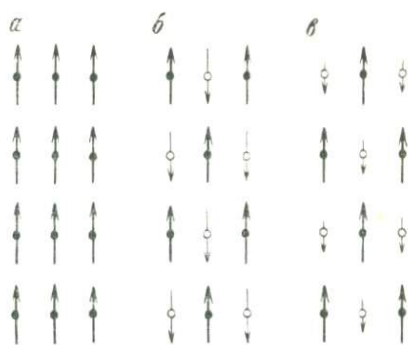


Рис. 2. Типы магнитной структуры магнитных моментов:
 а — ферромагнетик; б — антиферромагнетик; в — ферримагнетик

§ 2. ВЫСОКОДИСПЕРСНЫЕ ЧАСТИЦЫ И ТОНКИЕ ФЕРРОМАГНИТНЫЕ ПЛЕНКИ

ОДНОДОМЕННЫЕ ЧАСТИЦЫ

Весь материал предыдущего параграфа излагался с позиций «массивного ферромагнетика», т. е. моно- или поликристаллического образца, состоящего из большого числа доменов. Магнитные свойства мелких частиц требуют специального рассмотрения, так как их нельзя объяснить по теории, разработанной для массивного ферромагнетика.

Согласно теории Вейсса, под магнитным доменом понимается область ферромагнитного кристалла, намагниченная до насыщения (I_s), или, другими словами, область кристалла, обладающая самопроизвольной (спонтанной) намагниченностью, численно равной I_s . Размеры доменов, их форма, положение междоменных границ при отсутствии внешнего поля определяются условием минимума свободной энергии кристалла. Наличие областей спонтанной намагниченности доказано экспериментально, во-первых, по скачкообразному ходу кривой намагничивания $I-H$ (эффект Баркгаузена) в области малых полей и, во-вторых, методом порошковых фигур, наглядно иллюстрирующих наличие доменной структуры на поверхности ферромагнитного кристалла.

Современная теория разбирает механизм намагничивания ферромагнетиков с позиций их доменного строения. А именно, кривая технического намагничивания $I=f(H)$ объясняется наличием двух процессов: 1) смещения доменных границ за счет увеличения объема доменов, термодинамически более выгодно расположенных относительно внешнего поля; 2) вращения спонтанной намагниченности I_s в пределах доменов по направлению к внешнему магнитному полю. Обычно первый механизм наблюдается на начальной стадии намагничивания, а процесс вращения I_s требует достаточно высокой напряженности внешнего поля. Завершение процесса намагничивания означает, что большая часть векторов I_s параллельна вектору внешнего поля H .

Если взять какой-либо монокристалл ферромагнетика и начать его искусственно измельчать, то на каком-то этапе размер частиц будет соответствовать размеру одного домена. Такие частицы принято называть однодоменными.

С уменьшением размеров частицы магнитостатическая энергия, пропорциональная кубу диаметра частицы (для сферической частицы она равна $E_m = \frac{\pi^2}{9} d^3 I_s^2$)

и представляющая объемный эффект, который убывает быстрее, чем граничная поверхностная энергия, пропорциональна квадрату диаметра. По этой причине при некотором критическом размере частицы энергия, связанная с размагничивающим полем, будет меньше граничной энергии. Этот размер частицы и будет характеризовать однодоменное состояние. Теоретически однодоменное состояние было предсказано Я. И. Френкелем и Я. Г. Дорфманом, а позднее С. Киттелем, Л. Неелем, Е. И. Кондорским и др. [20, 35, 36] выполнены более строгие расчеты. Е. И. Кондорский установил «критерий абсолютной однодоменности» и разработал теорию магнитных свойств мелкодисперсных ферромагнетиков. По Е. И. Кондорскому, частица эллипсоидальной формы с малой полуосью R будет однодоменной, если

$$R \leq R_0 \frac{0,95}{I_s} \sqrt{\frac{10cA}{a_0 N_R}},$$

где N_R — размагничивающий фактор вдоль малой оси частицы, a_0 — параметр решетки, $c=1/2$; 1; 2 соответственно для различных классов решеток, A — параметр обменной энергии.

Экспериментальное наличие однодоменных частиц было показано в работах Антик и Кубышкиной на амальгаме. Хауль и Шоон, Бейкер и Винкель [43] показали это на аэрозолях с размером частиц 100—200 Å. В. Е. Элмор [95] и Хипс получили аналогичные данные на коллоидных растворах магнетита. Эксперименты С. Киттеля на никелевых порошках показали, что поле насыщения для однодоменных частиц ≈ 550 Э, а для многодоменных ≈ 2100 Э. В работах Стонера и Вольфарта проанализировано по-

ведение отдельной и коллектива однодоменных частиц во внешнем магнитном поле. Из этих данных следует, что перемагничивание однодоменных частиц возможно только путем вращения I_s , при этом необходим учет анизотропии формы, кристаллографической анизотропии, магнитного взаимодействия между частицами. Весьма убедительным доказательством реального существования однодоменных частиц является установленная в многочисленных экспериментах зависимость коэрцитивной силы от среднего диаметра частиц (рис. 3). Из рис. 3 видно, что с уменьшением размера частиц H_c резко возрастает и достигает максимума при размере около 10^{-2} мк (100 \AA), а затем резко падает до нуля при переходе в область суперпарамагнитного состояния.

Например, коэрцитивная сила удлиненных частиц диаметром 150 \AA в 10^4 раз больше H_c массивного железа. Если же размер частиц уменьшить до 50 \AA , то коэрцитивная сила также уменьшится и наступает суперпарамагнитное состояние.

Из вышеприведенного материала следует, что каждый вид анизотропии (кристаллографическая, обусловленная деформацией, формы, обменная) противодействует повороту вектора намагниченности. В реальных системах обычно действуют сразу несколько видов анизотропии, поэтому в таких случаях их оценку следует производить с помощью векторной суммы полей анизотропии. Из имеющихся в литературе данных следует, что при критическом диаметре, соответствующем однодоменной частице, границы между доменами должны исчезать с соответствующим резким ростом коэрцитивной силы. Однако экспериментальные данные указывают на постоянный рост H_c , что свидетельствует о неучете некоторых факторов современной теорией.

Вышеприведенные выражения для критического размера однодоменной частицы выведены при условии отсутствия внешнего поля. Если во внешнем поле многодоменная частица намагничивается до насыщения, то при снятии поля она не обязательно возвращается в многодоменное состояние [43]. Таким образом,

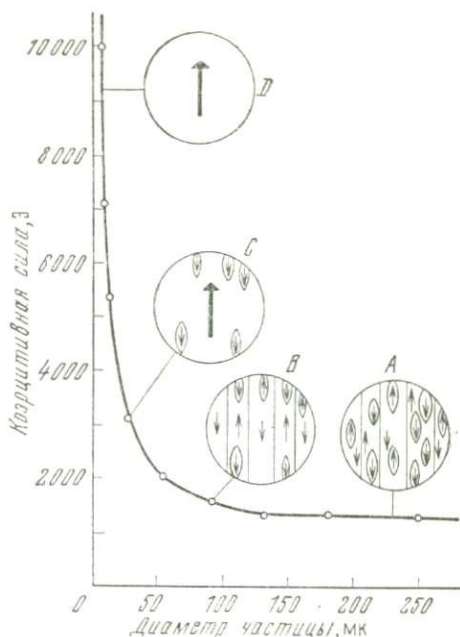


Рис. 3. Зависимость между диаметром частиц сплава $MnBi$ и коэрцитивной силой (по Шуру Я. С.)

a — многодоменная структура; *б* — многодоменная структура без поверхностных замыкающих доменов; *в* — переходное состояние; *г* — однодоменная частица

при некоторых условиях интервал размеров однодоменных частиц может быть расширен в область значений, существенно превышающих d_c .

СУПЕРПАРАМАГНЕТИЗМ

Продолжив процесс измельчения многодоменных и однодоменных частиц (размер которых колеблется от сотен микрон до сотен Å), можно перейти, по терминологии Бина, в область так называемого суперпарамагнитного состояния. Суть суперпарамагнитного состояния заключается в том, что вектор намагниченности малой однодоменной частицы, начиная с некоторого размера, начинает подвергаться тепловым флуктуациям, аналогично броуновскому движению молекул, спиновые моменты в частице остаются параллельными при температуре ниже точки Кюри и по направлению суммарного момента испытывают тепловые флуктуации. Теоретически такое состояние впервые было предсказано Неелем [46]. Согласно теории Нееля, в коллективе одноосных, намагниченных вдоль оси легчайшего намагничения частиц после снятия внешнего поля тепловые флуктуации kT могут вызвать вращение вектора намагниченности с преодолением энергетического барьера KV , обусловленного анизотропией, где K — константа анизотропии, а V — объем частицы.

В соответствии с количественной оценкой С. В. Вонсовского [20], тепловые флуктуации магнитного момента становятся вероятными, если тепловая энергия kT сравнима или больше энергии анизотропии KV ($kT \gg KV$). Поскольку в типичных ферроферримагнетиках $K \approx 10^7 - 10^9$ эрг/см³, то при $T = 100$ К ($k \approx 10^{-16}$ эрг/градус), когда $kT \approx 10^{-14}$ эрг, тепловые флуктуации заметны в частицах, объем которых меньше $10^{-21} - 10^{-17}$ см³ или соответственно линейные размеры меньше 10—100 Å. Зависимость намагниченности суперпарамагнитной частицы (у которой отсутствует анизотропия) от температуры описывается классическим уравнением Ланжевена

$$\bar{I} = n\mu \left[\operatorname{cth} \frac{\mu H}{kT} - \frac{kT}{\mu H} \right],$$

где n — число суперпарамагнитных частиц в единице объема; μ — магнитный момент частицы, равный $v \cdot I_s$ (который в несколько тысяч раз больше, чем у обычного парамагнетика).

Разложив это уравнение в ряд Фурье по степени $\mu H/kT$, можно получить приближенные выражения для намагниченности

$$I \approx \frac{n\mu^2 H}{3kT} \text{ при } \frac{\mu H}{kT} \ll 1; \quad I \approx n\mu \left(1 - \frac{kT}{\mu H} \right) \text{ при } \frac{\mu H}{kT} \gg 1.$$

Из этих выражений следует, что I/μ является однозначной функцией $\mu H/T$, в связи с чем, в частности, удобно и целесообразно

пользоваться графиками вида $I = (H/T)$, так как эти кривые для суперпарамагнетика будут идентичными при разных температурах. Обычно, пользуясь уравнением Ланжевена, определяют начальный наклон кривой $I = \varphi(T)$, равный $\mu/3 kT$, а затем определяют μ и, следовательно, $V_{\text{ср}}$.

Многочисленные экспериментальные данные подтверждают, что намагниченность насыщения и температура Кюри сохраняют свои значения, присущие массивному материалу. Так, например, Беккер для частиц кобальта диаметром порядка 40 Å определил, что I_s всего на несколько процентов отличается от I_s массивного материала, аналогичные данные получены для частиц железа.

В практике металлургии при изготовлении материалов для постоянных магнитов огромное значение имеет ориентация частиц (текстурный фактор), так как коэрцитивная сила у системы ориентированных частиц, как уже отмечалось, на 50% больше, чем у частиц неориентированных, то же самое относится к индукции насыщения. Можно полагать, что эти параметры могут быть использованы для количественной оценки степени ориентированности однодоменных частиц не только в сплавах, но и в горных породах, содержащих однодоменные частицы.

Из работ Нееля следует, что мелкие антиферромагнитные частицы ~ 50 Å обладают практически такими же свойствами, как ферриты в суперпарамагнитном состоянии. Кроме того, в относительно крупных антиферромагнитных частицах ~ 100 Å Неель указал на увеличение значений магнитной восприимчивости. В зависимости от того, четное или нечетное число ферромагнитных слоев в частице, магнитное состояние резко различается. Если число слоев нечетное, то частица будет суперпарамагнитной, если четное, то при $H \rightarrow 0$ магнитная восприимчивость возрастает вдвое по сравнению с массивным образцом и стремится к нормальному значению с ростом внешнего поля. Это явление было названо суперантиферромагнетизмом.

ТОНКИЕ ФЕРРОМАГНИТНЫЕ ПЛЕНКИ

В современной физике под тонкими ферромагнитными пленками (ТФП) понимают пленки ферромагнитных металлов и сплавов толщиной порядка 1000 Å и меньше. При попытке разграничить тонкие пленки от мелких частиц прибегают к критерию магнитной связи между частицами (кристаллитами). При этом ферромагнитными тонкими пленками считаются только такие, в которых атомные магнитные моменты участвуют в обменном взаимодействии.

Физическая картина изменения намагниченности ТФП весьма проста. Действительно, поскольку поверхностные атомы имеют меньше соседей, чем в массивном состоянии, то T_c и намагниченность для поверхностного слоя при некоторой фиксированной температуре должны быть меньше. Этот эффект в высокодис-

персной частице распространяется от слоя к слою. Таким образом, если удельный вес поверхностных слоев достаточно велик, то намагниченность и температура Кюри всего образца в целом должны заметно уменьшаться. Применительно к магнетизму горных пород, и в частности, к магнетизму глин особый интерес представляет своеобразная анизотропия ТФП, а также влияние неферромагнитной подложки на свойства ферромагнитной пленки (так называемые эпитаксильные пленки, где структура ТФП повторяет структуру немагнитной подложки). Поскольку магнитная анизотропия высокодисперсных частиц и тонких пленок в данной работе имеет первостепенное значение, остановимся на этом вопросе несколько подробнее.

Благодаря самой форме ТФП вектор намагниченности практически всегда лежит в ее плоскости, так как большая анизотропия формы, обусловленная энергией размагничивания $\sim 4\pi I_s^2$, противодействует выводу вектора намагниченности из плоскости пленки.

Исследуя природу одноосной анизотропии ТФП, Шур и другие исследователи [20] показали, что причиной анизотропии в тонких поликристаллических пленках является анизотропия формы однодоменных зерен, разделенных менее магнитной границей. Средний размер зерна при этом составляет приблизительно сотни ангстрем, а объем границ соизмерим с размером зерна. Следовательно, такого рода анизотропия не является характерной только для ТФП, а может наблюдаться в массивных образцах, состоящих из мелких зерен.

В реальных пленках в нормальном направлении иногда возникает добавочная анизотропия, однако помимо очевидной геометрической формы пленок физическая сущность этой части магнитной анизотропии не всегда ясна. Как уже отмечалось, трудное направление намагничивания обычно связано с нормалью к плоскости пленки, однако в некоторых случаях структура пленки делает выгодным направление намагничивания именно по нормали.

Несмотря на то что большая часть литературных данных по свойствам ТФП относится к исключительно чистым металлам, иначе «мономинеральным» соединениям, все же наблюдается большая нестабильность их свойств и в том числе магнитных. Применительно к пленкам, которые могут иметь место в горных породах, это обстоятельство еще более усугубляется. Причиной этого может быть следующее: состав пленок почти никогда не бывает известен достаточно хорошо, так как в решетке пленки может быть большое количество как внедренных, «посторонних», так и адсорбированных атомов, то же самое относится к наличию вакансий, дислокаций и других подвижных дефектов. Реальные пленки имеют, как правило, зернистую, островную структуру, могут подвергаться окислению на воздухе, диффузии со стороны подложки.

§ 3. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА СЛАБОМАГНИТНЫХ ВЕЩЕСТВ (РАЗБАВЛЕННЫЕ ФЕРРОМАГНИТНЫЕ СИСТЕМЫ)

В последние годы, главным образом, в физической химии изучаются так называемые катализаторы-ферродиэлектрики (КФД), которые состоят из однодоменных частиц и атомов ферромагнетика, вкрапленных в немагнитную матрицу. Существенный вклад в изучение магнитных свойств таких систем внесли работы Бина, Джекобса, В. Б. Евдокимова и др. [30, 91]. С нашей точки зрения, эти системы по магнитным свойствам могут быть «ближайшими родственниками» естественных глин. В этой связи приводится краткий обзор литературных данных последних лет.

В условиях коллоидного раствора на однодоменные частицы действуют два вида полей, влияющих на распределение частиц: собственное поле частиц и поле рассеяния доменных границ. Собственное поле частиц благоприятствует коагуляции частиц, при этом в агрегатах частицы ориентируются таким образом, чтобы магнитный поток в них замыкался, что приводит к существенному снижению магнитного момента агрегата по сравнению с магнитными моментами компонентов, в него входящих. Условие магнитной коагуляции частиц, по Киттелю, задается выражением

$$\mu H > 3kT.$$

Поскольку напряженность поля между двумя соприкасающимися частицами равна

$$H = 2\psi/d^3,$$

то, используя эти два выражения, можно найти критический размер частиц, при котором начинается коагуляция,

$$d_c = 3 \sqrt[3]{\frac{3kT}{\pi^2 \Gamma_s^2}}.$$

Из этого условия вытекает, что в неагрегированном состоянии в условиях коллоидного раствора остаются лишь те частицы, размер которых меньше d_c . Практика порошкового метода показала, что в образовании порошковых фигур принимают участие лишь те частицы, размер которых $\sim 10^{-6}$ см. В. Элмор [95] для частиц магнетитовой суспензии установил связь между плотностью частиц (ρ) в осадке и напряженностью магнитного поля

$$\rho = \rho_0 \frac{\text{sh}x}{x},$$

где $x = \mu H / kT$, ρ_0 — плотность частиц в осадке при $H = 0$. Взаимодействие однодоменных и многодоменных ферромагнитных частиц в коллоидном растворе под влиянием магнитного поля исследовалось в работах Элмора, Хипса, Мак-Кечана, Библика и других магнето-оптическим методом [8, 95, 108]. Под влиянием магнитного поля Хипс и Мак-Кечан наблюдали увеличение про-

зрачности коллоидного раствора вдоль направления силовых линий вследствие выстраивания анизометричных частиц по полю. Е. Е. Бибик и И. С. Лавров [8] зафиксировали обратный эффект — уменьшение прозрачности золя, который они объясняют агрегированием частиц ферромагнетика и соответствующим увеличением коэффициентов экстинкции. Агрегация возможна вследствие увеличения энергии диполь-дипольного взаимодействия ориентирующихся однодоменных частиц и намагничивания многодоменных. При выключении магнитного поля золь релаксирует и восстанавливает свои прежние оптические свойства.

Одним из наиболее важных разделов магнетизма высокодисперсных ферромагнитных систем является вопрос о магнитном взаимодействии суперпарамагнитных частиц. Как будет показано ниже, для глинистых грунтов в некоторых случаях возможна связь чисто магнитной природы между отдельными компонентами внутри глинистого агрегата. Поэтому существенно важно произвести количественную оценку такого взаимодействия. Магнитная энергия суперпарамагнитной частицы размером $\sim 100 \text{ \AA}$ составляет величину порядка $\sim 10^{-13}$ эрг, что соизмеримо с величиной обменной энергии в ферромагнитных кристаллах. Следовательно, при небольших расстояниях между суперпарамагнитными частицами должно возникать магнитное взаимодействие (агрегация или слипание частиц). Величина магнитного поля, создаваемого частицей, может быть описана выражением

$$H = \mu \frac{3\cos^2\theta - 1}{r^3} \approx \frac{\mu}{r^3},$$

что для частицы Ni диаметром 30 \AA на расстоянии 20 \AA составит $H \approx 1000 \text{ Э}$. Такое взаимодействие должно возрастать с понижением температуры. Согласно Гершфельдеру, Кертису и Берду, средняя энергия ориентационного взаимодействия двух частиц при $\mu H/kT < 1$ описывается выражением

$$E_k = -2/3 \cdot \mu^4/kTr^6,$$

а при $\mu H/kT > 1$

$$E_k = -2\mu^2/r^3.$$

В. Б. Евдокимов рекомендует использовать понятие эффективного (молекулярного) поля при описании магнитных свойств суперпарамагнитных систем, которое позволяет учесть добавку от магнитного взаимодействия частиц в виде

$$H_{\text{эф}} = H_{\text{вн}} + \bar{a}I.$$

В зависимости от величины \bar{a} , а также от n (количество частиц в 1 см^3) одна и та же система может вести себя как парамагнитная или ферромагнитная с точкой Кюри

$$T_c = \frac{\bar{a}\mu^2 n}{k}.$$

Расчетная величина \bar{a} для частиц Ni диаметром 100 Å составляет $a \sim 3,3$, а для частиц 10 Å — $\bar{a} \sim 1$. Поэтому внутреннее магнитное поле в системе суперпарамагнитных частиц составляет величину порядка $\sim 10^4$ Э.

Таким образом, существование магнитного взаимодействия между суперпарамагнитными частицами возможно, если концентрация их достаточно высока. Магнитное взаимодействие приводит к тому, что намагниченность всей системы в целом есть не просто сумма намагниченностей изолированных частиц. Такого рода взаимодействием можно пренебречь лишь в разбавленных системах, где объем ферромагнетика не превышает 1% и поэтому намагниченности изолированных частиц могут складываться. Это ограничение необходимо учитывать при расчетах по магнитной granulometрии.

Другой интересной особенностью суперпарамагнитных систем является «размазанность» точек Кюри. Сущность этого явления сводится к тому, что вместо четко фиксированной температуры фазового перехода ферромагнетик \rightleftharpoons парамагнетик T_c (что характерно для массивного ферромагнетика) для дисперсных ферромагнитных частиц разного размера этот переход осуществляется в некотором интервале температур ($T_1 - T_2$). Следует заметить, что этот эффект наблюдается в сплавах и «растворах» магнитного компонента в немагнитном, т. е. в так называемых разбавленных системах.

Как показали Н. Волькенштейн и В. Коутецкий, в атоминизированном или молекуляризованном состоянии наблюдается затягивание неспаренного электрона в адсорбент, в результате чего оказывается возможным обменное взаимодействие через парадиамagnetный носитель, которое происходит на расстояниях, много больших постоянной решетки массивного ферромагнетика.

В. Б. Евдокимов выделяет три типа взаимодействий между суперпарамагнитными частицами: 1) обменное взаимодействие в однодоменной частице, такое же как в массивном ферромагнетике, но исчезающее ниже некоторого критического размера частиц (~ 10 Å), когда $\mu = \nu I_s \rightarrow 0$; 2) магнитное диполь-дипольное взаимодействие между отдельными частицами; 3) «беспорядочное» обменное взаимодействие, источником которого является атоминизированный ферромагнетик. «Беспорядочное» обменное взаимодействие существенно меньше зависит от расстояний и оно приводит к существованию в суперпарамагнитных системах аналога молекулярного поля, являющегося источником так называемого сверхпарамагнетизма — специфического явления в поверхностных слоях, отличающегося от суперпарамагнетизма дисперсных ферромагнитных частиц, магнетизм которых связан с объемными силами, а не с поверхностными.

Методика измерения размера частиц в жидких средах по магнитным данным основана на работе Элмора. Когда внешнее магнитное поле накладывается на суспензию малых ферромагнитных частиц, одна доля частиц выстраивается по полю, а другая на-

ходится в беспорядочном тепловом движении, — суперпарамагнитное состояние. Реагирующие на поле частицы подобны крупным парамагнитным молекулам, описываемым формулой Ланжевена, которая позволяет рассчитать средний магнитный момент и средний размер частицы, если частицы однодоменные. Метод Элмора был пригоден лишь для жидких сред (коллоидные растворы). Позднее Неель расширил применимость метода, доказав, что однодоменные частицы, если их концентрация невысока, могут подвергаться тепловому движению со спонтанным вращением их намагниченности. Сущность идеи Нееля заключается в сравнении величин тепловой энергии (kT) и барьера между минимальной энергией положения вектора намагниченности однодоменных частиц. Этот барьер пропорционален μH , а в нулевом поле пропорционален полю анизотропии частицы, которое равно коэрцитивной силе однодоменной частицы, сориентированной в измеряемом поле.

Для высоких температур или малых частиц время релаксации является достаточно коротким, чтобы позволить намагниченности ансамбля частиц перейти в равновесие за короткое время, сравнимое со временем эксперимента. Выражение наклона кривой намагниченности для разбавленной системы неориентированных суперпарамагнитных частиц, вытекающее из уравнения Ланжевена и теории Нееля, следующее:

$$I/H = 4\pi I_s^2 r^3 / 9kT.$$

В том случае, если имеется некоторое распределение частиц по размеру, то начальный наклон отражает наиболее крупные частицы, где моменты наиболее легко ориентируются, а при приближении к насыщению вовлекаются все более мелкие частицы. Если кривая намагниченности измеряется в полях небольших по сравнению с достижением I_s , то расчетный размер частиц колеблется от размера агрегата до размера компонента в агрегате. Это различие обусловлено величиной анизотропии в каждой частице и относительной их ориентацией. В больших полях расчетный размер будет соответствовать размеру отдельной частицы, входящей в состав агрегата.

ГЛАВА II

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

§ 1. ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ И ПОЧВАХ

Качественное и количественное изучение в геологии высокодисперсных железосодержащих минералов, адсорбированных на поверхности алюмосиликатов, может иметь с нашей точки зрения три важных аспекта:

1) в грунтоведении при решении задачи природы прочности глинистых грунтов необходимо знать, что является «цементом»

между глинистыми частицами, какова роль адсорбированных пленок и исключительно высокодисперсных частиц на водно-физические свойства, прочность и деформируемость грунтов;

2) в геохимии и учении о происхождении рудных месторождений полезных ископаемых гидроокислы железа имеют важное значение, поскольку они являются сильными адсорбентами уранила (UO_2^{+2}), PO_4^{-3} , VO_4^{-3} , AsO_4^{-3} , Ni, Pb и других элементов;

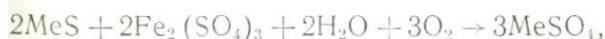
3) в геофизике при исследовании природы магнетизма горных пород суперколлоидные соединения железа являются в большинстве случаев исходным материалом, формирующим ряд ферро- и антиферромагнитных минералов, с которыми, в частности, связана остаточная намагничённость.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Согласно данным Л. Б. Рухина, глинистые породы составляют более 60% от общего объема осадочных пород. Магнитные свойства осадочных пород в настоящее время в большинстве случаев объясняются геофизиками наличием в них относительно грубых фракций (песчаной и пылевой) ферромагнитных минералов обломочного происхождения. Магнитные свойства типичных глин, имеющих железосодержащие соединения в глинистой и коллоидной фракциях, изучены явно недостаточно.

По данным Твенхофела, Кларка, М. С. Швецова, среднее содержание железа в осадочных и магматических породах приблизительно одинаково, но если в магматических породах преобладает закисное железо, то в осадочных, напротив, — окисное. По данным тех же авторов, новообразованных железистых минералов в осадочных породах содержится 4%, а в глинах более 6% (по массе). По расчетам А. А. Беуса [7], среднее содержание Fe в глинах по 20 регионам земного шара составляет $4,80 \pm 0,46\%$. В современных океанических глинистых осадках среднее содержание железа составляет $5,60 \pm 0,40\%$.

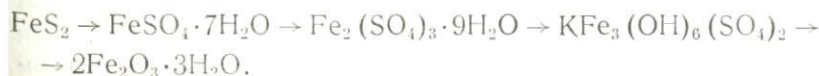
По данным микробиологов (С. И. Кузнецов), окисление пирита и халькопирита в опытах с бактериями идет значительно быстрее, чем химическим путем. Первый этап образования носит чисто химический характер:



а окисление FeSO_4 в $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ — биохимический.

По данным В. В. Щербины, серия минеральных превращений железа в зоне гипергенеза рудных месторождений может быть представлена в виде следующего ряда:

пирит → мелантерит → фиброферрит → ярозит → лимонит
или кокимбит



Весьма важная роль в процессе выветривания и особенно последующей транспортировки Fe принадлежит гумусовым кислотам, которые участвуют в разложении силикатов, а также выполняют роль защитных коллоидов, благодаря чему железоорганические соединения становятся более стабильными и устойчивыми в водном растворе.

По данным Ж. Милло, растворимое железо в осадочных породах встречается в четырех формах: свободные окислы; карбонаты (сидерит); сульфиды (гидротроилит); силикаты. С последней формой связано образование глауконита, шамозита, а в более позднюю стадию процесс хлоритизации.

Полный геохимический цикл Fe-элемента, по Ж. Милло (1949), сводится к следующей схеме. В глубинных частях земной коры железо является вместе с Mg основным компонентом магнезиально-железистых силикатов в форме слюд, амфиболов, пироксенов и оливинов. В результате выветривания освобождающееся железо частично входит в состав полуторных окислов, так же как и Al, участвующий в образовании гиббсита (гидраргиллита $Al(OH)_3$).

Другая часть Fe вместе с Ca участвует в образовании карбонатов ($FeCO_3$). Вместе с сидеритом в таких же восстановительных условиях может сформироваться пирит (FeS_2). Вместе с K железо может входить в состав силикатов (нонтронит, глауконит, шамозит). Трехвалентное железо обычно сопровождает алюминий, а двухвалентное — магний. В результате эпигенеза и начального метаморфизма свободное железо имеет тенденцию входить в состав силикатов, а на средней стадии метаморфизма оно вновь трансформируется в магнезиально-железистые минералы.

ПОЧВЫ

Подтверждая в целом рассмотренный выше геохимический цикл, процессы образования и транспортировки железосодержащих соединений в почвах имеют некоторую специфику.

По мнению Ж. Милло и Р. Меньяна, в формировании латеритного профиля почв основная роль принадлежит подземным водам, циркулирующим в зоне выветривания. Вместе с тем, анализируя миграцию в латеритном профиле, следует подчеркнуть очень важную роль микроорганизмов, разрушающих органический материал и способствующих восстановлению трехвалентного железа. Основным процессом, вызывающим осаждение железа, переносимого подземными водами, является окисление. Окислению подвергаются как двухвалентные ионы железа, так и железоорганические комплексы, если исчезает подпитывание вод органическим материалом.

Как уже отмечалось, растворимость и подвижность соединений двухвалентного железа тем больше, чем ниже величина pH и Eh. При значениях Eh=400—700 мВ наблюдается практически полное исчезновение железа из растворов как результат перехо-

да двухвалентного железа в трехвалентное [34]. По данным И. П. Сердобольского, в системе $Fe^{+3} \rightleftharpoons Fe^{+2}$ при $Eh = 860$ мВ 99% ионов железа находится в окисной форме, а при $Eh = 640$ мВ 99% ионов представлено закисной формой (табл. 1).

Таблица 1

Окислительно-восстановительные условия и подвижность железа

Eh, мВ	Соотношение, %		Eh, мВ	Соотношение, %	
	Fe^{+3}	Fe^{+2}		Fe^{+3}	Fe^{+2}
860	99	1	600—400	1	99
750	50	50	100	0	100

В почвах тропиков и субтропиков складываются благоприятные условия для увеличения подвижности железа в результате повышенной кислотности. Тем не менее в кислых почвах увлажненных областей, с одной стороны, идет подзолообразовательный процесс, а с другой — аккумуляция железа в иллювиальном горизонте.

В плохо дренируемых почвах Японии У. Иваза [106] с помощью рентгеноструктурного анализа установил, что ржаво-пятнистый лимонит состоит из лепидокрокита и аморфной $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. В хорошо дренируемых почвах в составе лимонита установлены гётит, лепидокрокит и аморфный $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. Лепидокрокит формируется в относительно низких горизонтах почвенного профиля, где рН близка к нейтральной, окислительные условия заменяются восстановительными, концентрация CO_3^{2-} невысокая. Напротив, гётит образуется в относительно верхних горизонтах почвенного профиля, где восстановительные условия резко сменяются окислительными, закисное железо быстро переходит в окисное, величина рН существенно ниже по сравнению с условиями образования лепидокрокита. Именно поэтому гётит является одним из наиболее устойчивых железистых минералов в почвах.

Другая разновидность лимонита в почвах представлена частицами таблитчатой, эллипсоидальной формы. Образование такого лимонита происходит путем выпадения железа из грунтовых или застойных вод, когда окислительные и восстановительные условия часто сменяют друг друга. В отличие от ранее описанной разновидности лимонита, при нагревании таблитчатого лимонита свыше $350^\circ C$ не возникает сильной магнитной фазы. Этот факт указывает на то, что таблитчатый лимонит в основном представлен гётитом, в то время как ржаво-пятнистый лимонит — лепидокрокитом. Поэтому при нагревании таблитчатого лимони-

та фиксируется переход $\alpha\text{-FeOOH} \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, минуя стадию сильномагнитного $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Другой особенностью этого лимонита является значительное содержание свободной плохо окристаллизованной Fe_2O_3 .

Кроме вышеперечисленных факторов в почвах существенная роль в образовании железосодержащих веществ принадлежит бактериям, таким как *Leptochrix*, *Galionella*, *Siderocystis*, *Thiobacillus ferroxidans* и др.

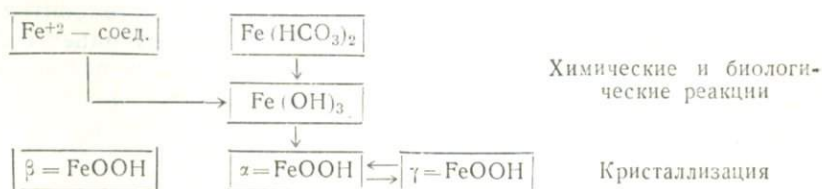
Достаточно часто в почвах наблюдаются конкреции серого цвета. Комплексом современных физико-химических методов показано, что эти конкреции главным образом состоят из сидерита (FeCO_3). Обычно эти конкреции приурочены к горизонтам почв с восстановительными условиями, к горизонтам слабо дренируемым из-за большого содержания глинистых частиц. В геоморфологическом плане такие горизонты обычно фиксируются в болотистой местности. При выветривании конкреции сидерита превращаются в аморфную гидроокись или в гётит.

Таким образом, в почвах образование железистых гидроокисных минералов может происходить либо в результате старения геля $\text{Fe}(\text{OH})_3$, либо путем выпадения в осадок Fe^{+2} в результате окисления грунтовых вод. При наличии большого количества CO_2 сначала могут образоваться карбонаты (сидерит), которые затем, окисляясь, переходят в гётит. И наоборот, образование лепидокрокита происходит в условиях относительно низкого содержания CO_2 . Поэтому лепидокрокит практически не встречается в горизонтах, обогащенных органическим материалом.

Существенная часть железистых минералов присутствует в почвах в аморфной форме, при этом они сосуществуют с коллоидальными соединениями кремния и алюминия. Последнее обстоятельство является специфичным как для почв, так и типичных глин в отличие, например, от магматических хорошо раскристаллизованных пород. Наличие высокодисперсной активной в физико-химическом смысле среды в виде глинистых минералов и органики приводит к образованию в свою очередь исключительно высокодисперсных (аморфных) частиц железосодержащих минералов, диагностика которых по этой причине весьма затруднительна. Иллюстрацией роли среды может служить, например, уравнение (по У. Иваза [106])



а также следующая схема:



Особую группу железообразующих соединений в глинах и особенно в почвах представляют органо-минеральные (металлоорганические) соединения (хелаты). По И. В. Тюрину, железосодержащие соединения в почвах могут быть в двух формах: а) смесь гуматов с гидроокисью Fe; б) комплексные органо-минеральные соединения. В последних работах Л. Н. Александровой [1, 27] выделяются по форме связи три типа органо-минеральных соединений: 1) гетерополярные соли; 2) комплексно-гетерополярные соли; 3) адсорбционные комплексы.

В работах советских почвоведов И. Н. Антипова-Каратаева, А. Ф. Тюлина, Л. Н. Александровой [2, 80, 1] и других показана роль полуторных окислов, в том числе Fe, выполняющих роль «мостика» между гумусовым веществом и глинистыми минералами. Считается, что эти «мостики» представлены комплексными алюмо- и железо-гумусовыми соединениями. При этом с инженерно-геологической точки зрения очень важно подчеркнуть, что прочность связи этих мостиков с глинистыми минералами зависит не только от свойств гумусового вещества и степени дегидратации, а также от содержания полуторных окислов. Однако, как в почвоведении, так и в грунтоведении этот важный в смысле природы прочности дисперсных грунтов вопрос изучен недостаточно.

Естественно, что любые металлоорганические соединения и в том числе железосодержащие производные в почвах и глинах не являются ферромагнитными веществами. Однако, анализируя природу и происхождение ферромагнитных компонент в глинах, не следует забывать, во-первых, об исключительно высокой миграционной способности этих соединений и, во-вторых, о возможности их разрушения в щелочной среде с образованием свободной гидроокиси железа, из которой, как уже отмечалось, может сформироваться комплекс различных ферромагнетиков. Так, например, по данным В. В. Келлерман, И. Г. Цюрупа [32], связь между гумусовыми веществами и глинистыми минералами может быть нарушена уже при $pH=8,2-8,9$.

Подводя итоги данным по образованию железосодержащих соединений в почвах, следует отметить, что основными первичными формами являются гидрогели закиси $Fe(OH)_2$ и окиси $Fe(OH)_3$. В части их преобразования во времени в условиях почвенной или глинистой среды можно присоединиться к мнению В. А. Ковды [34], который пишет, что эти соединения $[Fe(OH)_2$ и $Fe(OH)_3]$ очень нестойки и, обезвоживаясь, переходят пока еще не вполне ясными путями в лимонит, магнетит, гематит.

ТРАНСПОРТИРОВКА ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ СОЕДИНЕНИЙ

В литературе [34, 62] приводятся следующие формы переноса железа: истинные растворы с наличием двухвалентного железа в виде Fe^{+2} , $Fe(OH)_2^+$, $Fe(OH)^{+2}$; коллоидные растворы (взвеси) гидроокислов; бикарбонаты; комплексные металлоорганические соединения, водные и воздушные суспензии обломочного (частицы песчано-пылеватого размера) материала.

По Н. М. Страхову и М. А. Глаголевой [21], основной формой миграции в современных реках Fe, Mn и других элементов является тонкая механическая взвесь, на долю которой даже в равнинных реках приходится 50—60% от валового содержания железа. По данным разных авторов, суммированным Н. М. Страховым, среднее содержание железа в реках земного шара составляет 0,73 мг/л. Реки с заболоченными водосборами несут значительно больше железа.

Минералогический анализ глинистой фракции речных взвесей указывает на наличие гидрослюд, каолинита, галлуазита, гидрокислов Fe, Mn, Al. Частично здесь железо входит в состав глинистых минералов, частично адсорбировано на их поверхности либо связано с гумусовым веществом и, наконец, может находиться в виде свободных коллоидных гидроокисей. В большинстве случаев минералогически железо во взвесах речных вод представлено гидротетрагидратом разной степени гидратации, который легко переходит в 2%-ную вытяжку HCl. Несмотря на большую возможность окисления в речных водах, от 7 до 19% железа мигрирует в закисной форме в виде силикатов или карбонатов. От 20 до 35% валового Fe приходится на долю обломочного железа, находящегося в форме силикатов и окислов (магнетит, гематит и др.).

Длительность пути переноса минеральный и химический состав транспортируемых веществ в первую очередь определяются их гранулометрическим составом. Другим важным фактором является растворимость веществ в водной среде. Интересные данные о роли окислительно-восстановительных условий в переносе Fe приводят Хем и Кроммер.

В литературе существуют многочисленные данные о подвижности химических элементов в зоне гипергенеза (Б. Б. Полюнов, А. И. Перельман, Н. А. Лисицына, М. А. Глаголова, В. А. Ковда и др.). Сущность этих классификаций сводится к оценке степени подвижности элементов в зависимости от условий среды. Если следовать классификации В. А. Ковды [34], то окисные соединения железа относятся к группе соединений низкой подвижности.

Работами И. В. Тюрина, В. В. Пономаревой, Л. Н. Александровой было показано, что ведущая роль в миграции металлов принадлежит агрессивным фульвокислотам. По К. И. Лукашеву [41], фульвокислоты связывают несколько миллиграммов железа на 1 г углерода в виде хелатных соединений. По данным И. С. Кауричева и Е. М. Ноздруновой, за 1 год на площади 1 м² в профиле подзолистых и глеево-подзолистых почв мобилизуется и перемещается от 150 до 2500 мг железа, что в пересчете на 1 га составляет от 1,5 до 25 т.

В перераспределении продуктов выветривания главную роль, как уже отмечалось, играют подземные и поверхностные воды. Так называемый боковой внутрипочвенный сток фиксируется во всех климатических зонах. Выклиниваясь в нижней части склонов, грунтовые воды откладывают здесь соединения железа и марганца. Несмотря на небольшую скорость грунтовых вод и не-

высокую концентрацию растворимых в них веществ, они растворяют, перемещают и аккумулируют в породах в геологическом масштабе времени огромное количество различных соединений (табл. 2).

Таблица 2

**Педохимическая классификация почвенно-грунтовых вод
(по В. А. Ковде)**

Название вод	Концентрация, г/л	Преобладающие компоненты
Ультрапресные фульватно-железистые	0,01—0,3	Фульвокислоты Fe^{+2} , Mn^{+2} , Al^{+3}
Ультрапресные кремнеземистые	0,3—0,5	Подвижные кремнезем, бикарбонаты Ca, Mg
Щелочные (содовые)	0,5—3	Бикарбонаты и карбонаты, подвижный SiO_2
Опресненные гипсовые нейтральные	0,5—3	Гипс и бикарбонат кальция
Слабоминерализованные щелочные	3—7	Бикарбонаты и сульфаты Na (иногда хлориды)
Минерализованные сульфатные	5—15	Сульфаты Na, Mg и Ca, примесь хлоридов
Сильноминерализованные хлоридные	20—50	Хлориды, хлориды и сульфаты Na
Рассолы	70—200	Хлориды Mg и Ca
Крепкие рассолы	>200	Сульфаты Mg и хлориды

В процессе транспортировки грунтовыми водами окислы тяжелых металлов и кремния имеют тенденцию осаждаться из растворов вблизи мест их образования. По такому механизму окислы Fe и Mn накапливаются в делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложениях.

СЕДИМЕНТАЦИЯ

В результате размыва кор выветривания и почв и последующего переноса в виде суспензий в океанах, морях и озерах образуются новые глинистые осадки. Эти осадки в отличие от более грубодисперсных пород «живут» в физико-химическом смысле, начиная еще со стадии их транспортировки. Так, все органо-минеральные соединения в щелочной морской воде подвергаются гидролизу, освобождая Fe^{+3} , Mn^{+4} , которые тут же коагулируют. Гелевые частицы $Fe(OH)_3$ и $Mn(OH)_4^-$ исключительно малы, они транспортируются в отдаленные участки водоемов, оседают и обогащают пелагические илы рядом микроэлементов.

Н. М. Страхов считает, что современный осадочный процесс характеризуется, с одной стороны, значительной ролью механической седиментации, а с другой — относительно слабым химическим выветриванием. Это приводит к тому, что в результате диагенеза осадков с глубиной наблюдается лишь некоторое увеличение степени раскристаллизации глинистых минералов при

сохранности их состава. Этой точки зрения придерживается Р. Грим, согласно которому в пресноводных бассейнах диагенетические изменения глинистых минералов развиты слабо.

Большой фактический материал по формам железа в современных морских осадках Черного моря получен Н. М. Страховым. По этим данным, в глубоководной зоне присутствует сульфидное железо, лептохлоритово-карбонатное, иногда окислы. Все минералогические преобразования Fe обычно происходят в верхней, 20-сантиметровой зоне осадков.

В результате диагенеза в морских условиях происходит перестройка железа в сторону увеличения закисных форм по сравнению с речными условиями. Минералогически в морских осадках закисное железо представлено гидротроилитом, сидеритом, анкеритом, лептохлоритом. В кислородной зоне содержание Fe^{+3} быстро падает с возрастанием $C_{орг}$ и при $C_{орг}=1,2-1,3\%$ Fe^{+3} полностью исчезает. В древних осадках при $C_{орг}=0,5\%$ окисное железо отсутствует.

Согласно схеме Н. М. Страхова, в поверхностном слое отложений (0,5—2 см) железо присутствует только в форме Fe^{+3} в виде гидроокиси и гидратов окиси. В восстановительной среде Fe и Mn становятся более подвижными, мигрируют вверх к контакту с окисленной зоной, окисляются и обогащают окисленный слой. Однако экспериментальных данных, подтверждающих эту теорию, нет.

Таким образом, на самой ранней стадии диагенеза протекает процесс восстановления железа до полного исчезновения Fe^{+3} при $C_{орг} 0,5\%$ на глубине 5—8 м от дна. Все последующие реакции с железом с образованием $FeCO_3$, FeS_2 и других минералов возможны лишь за счет привноса Fe из силикатов, что реализуется уже в стадию катагенеза.

В результате серноокислого процесса в подзоне катагенеза на месте кристаллов пирита образуются гидроокислы железа. Иногда окисление пирита бывает неполным: окисляется только сера, но не железо. Ожелезнение глин по трещинам обычно связано с окислением пирита и образованием $FeSO_4$. В результате кислого процесса (тропическая зона) элювий ультраосновных пород обогащается Fe, Cr, Ni.

По данным А. И. Перельмана [62], оглеение сопровождается интенсивной миграцией железа, оно широко развито в почвах, коре выветривания, аллювии и зоне катагенеза.

Зеленые, сизые полосы красноцветных формаций сейчас трактуются как следы прошлых водоносных горизонтов с восстановительной средой, здесь железо восстанавливалось до Fe^{+2} и выносилось в форме $Fe(HCO_3)_2$. В красноцветах встречаются окислы и гидроокислы Fe, гематит. С оглеением может быть связано образование эпигенетических сидеритов путем осаждения из вод по реакции



Диagenетическое оглеение наблюдается в породах с плохой водопроницаемостью. С этим процессом связано образование сидеритов в угленосных формациях. В морских илах (по Н. М. Страхову) из глауконита возникают лептохлориты, затем сидерит и пирит, который может замещать все минералы Fe.

В восстановительной среде как результат взаимодействия углекислоты с силикатами могут образоваться бикарбонаты железа, которые в последующем трансформируются в сидерит или, при наличии H_2S , в сульфиды железа. Весьма важно подчеркнуть, что все сингенетические новообразования минералов подчиняются сложившейся текстуре осадков. Диagenетические преобразования захватывают зону в несколько метров, они происходят в восстановительной обстановке, что особенно ярко отражается на железосодержащих минералах.

По данным Н. В. Логвиненко [39], наиболее распространенными железосодержащими минералами стадии катагенеза являются: сульфиды — пирит, марказит; окислы и гидроокислы — лимонит, гидрогематит, гематит; карбонаты — железистый доломит, сидерит. Однако большинство этих минералов может образоваться и в стадию диagenеза. На стадии раннего катагенеза из железосодержащих минералов встречаются: пирит, гидроокислы железа, сидерит. Весьма интересно, что на этой стадии образуются основные глинистые минералы: каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные минералы. В позднюю стадию катагенеза появляется гематит, сохраняющийся и возникающий на всех стадиях метагенеза. Магнетит появляется только на последней стадии метагенеза.

В результате раскристаллизации коллоидов на стадии диagenеза и катагенеза образуются следующие железосодержащие минералы: гидрогётит, гётит, гидрогематит, гематит.

В стадию метагенеза может радикально меняться структура осадочной породы, а текстура остается без существенных изменений, если не считать появления в некоторых случаях сланцеватости под углом к напластованию. На этой стадии из железосодержащих минералов характерными являются гематит, магнетит, магнезиально-железистые карбонаты. На этой же стадии происходит обогащение растворов Fe и Mg за счет растворения пироксенов, амфиболов, рудных минералов. По этой же причине происходит хлоритизация полевых шпатов и глинистых минералов, переход кальцита в магнезиально-железистые карбонаты вместе с гидрослюдой и серицитом и стильномеланом образуется гематит.

Подводя итоги анализу имеющихся данных о вторичных изменениях осадочных пород, следует заметить, что в настоящее время многие вопросы остаются еще недостаточно хорошо изученными. Это связано, с одной стороны, с трудностями в систематике фактического материала, который позволял бы зону за зоной проследить процесс минеральных преобразований, а с другой стороны, — недостаточностью применения в литологии и осадочной петрографии тонких, современных физико-химических методов исследова-

ния. Анализ же минерального состава пород только в шлифах не позволяет выявлять весьма важные новообразования в виде исключительно высокодисперсных, суперколлоидных форм (гидроокислы железа).

§ 2. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Глинистые минералы, относящиеся в целом к группе парамагнетиков, в магнитном отношении изучены слабо. Специальных работ, за исключением [49—54, 116—118], посвященных непосредственно магнетизму глинистых минералов, практически нет. Тем не менее, с нашей точки зрения, систематическое исследование магнетизма слоистых силикатов (в широком смысле этого понятия) могло бы принести существенную пользу как при структурно-кристаллохимическом исследовании собственно глинистых минералов, так и при изучении магнитных примесей к ним.

Одни из первых сведений о магнитной восприимчивости глинистых минералов содержатся в статье Г. И. Кругляковой [38], где приведены значения магнитной восприимчивости для палыгорскита ($38 \cdot 10^{-6}$ CGSM) и пирофиллита ($1-100 \cdot 10^{-6}$ CGSM), а также даны значения магнитной восприимчивости для слюдяных минералов: биотита, флогопита ($5-80 \cdot 10^6$), мусковита ($3 \cdot 10^{-6}$). В этой же работе утверждается, что магнитная восприимчивость всех парамагнитных минералов есть функция общего содержания железа, что нам представляется спорным положением.

В более поздней работе А. С. Поваренных [65] приводится сводка значений магнитной восприимчивости для некоторых минералов, относящихся к диа-, пара- и ферромагнитной группе.

В геофизике исторически так сложилось, что наибольший интерес при изучении магнетизма горных пород вызывали ферромагнитные минералы, такие как магнетит, маггемит, гематит, пирротин и др. При этом иногда ферромагнитные свойства ошибочно приписывались типичным парамагнитным минералам: сидериту, ильмениту, пириту и другим, ложный ферромагнетизм которых проявлялся благодаря наличию ферромагнитных примесей. В палеомагнетизме к настоящему времени сложился традиционный подход к характеристике магнитных минералов по сериям твердых растворов, которые способны образовывать эти минералы. Наиболее широко распространенными сериями в горных породах являются две: магнетит-ульвошпинелевая и гематит-ильменитовая. Однако в осадочных породах, кроме этого, широко представлены гидроокислы железа, сульфиды и карбонаты. Поэтому в данном параграфе последовательность характеристики ферромагнитных минералов задается, исходя из принципа их наиболее широкой представительности в глинистых породах. Ранее уже отмечалось, что в осадочных породах, и в глинистых породах

в частности, из числа железосодержащих минералов наиболее часто встречаются окислы и гидроокислы железа.

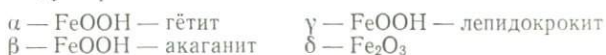
В первом приближении железистые гидроокисные минералы могут быть разделены на две группы: 1) минералы, формирующиеся из растворов в пресной или морской воде; 2) минералы, образующиеся в результате выветривания богатых железом первичных минералов.

Обычно выделяются следующие свободные формы окисей и гидроокисей железа:

I. Окиси



II. Гидратированные окиси



III. Гидроокись $\text{Fe}(\text{OH})_3$

В зависимости от числа молекул воды, входящей в состав минерала, Т. В. Меллор предлагает следующую классификацию:

1. Тюргит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$
2. Гётит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
3. Лепидокрокит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
4. Лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \frac{3}{2}\text{H}_2\text{O}$
5. Хантосидерит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
То же $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \frac{5}{2}\text{H}_2\text{O}$
6. Лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
То же $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \frac{7}{2}\text{H}_2\text{O}$

В соответствии с последними данными, полученными с помощью рентгеноструктурного анализа, дифракции электронов, термического, инфракрасного и электронно-микроскопического анализов, установлено, что в кристаллических формах окислов Fe число молекул воды равно 1. Среди гидратированных окисей выделяются четыре полиморфные модификации: α -FeOOH, γ -FeOOH, β -FeOOH, δ -FeOOH, причем две последние практически в природе не встречаются.

Б. П. Кротов среди гидроокислов железа выделяет два диморфных ряда:

Ряд гематита



Ряд маггемита



Таким образом, большинство исследователей приходят к выводу о существовании одного моногидрата $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, обладающего кристаллической структурой, который в природе встречается в форме гётита и лепидокрокита. Остальные гидраты железа с содержанием воды от 4 до 26% могут быть представлены гема-

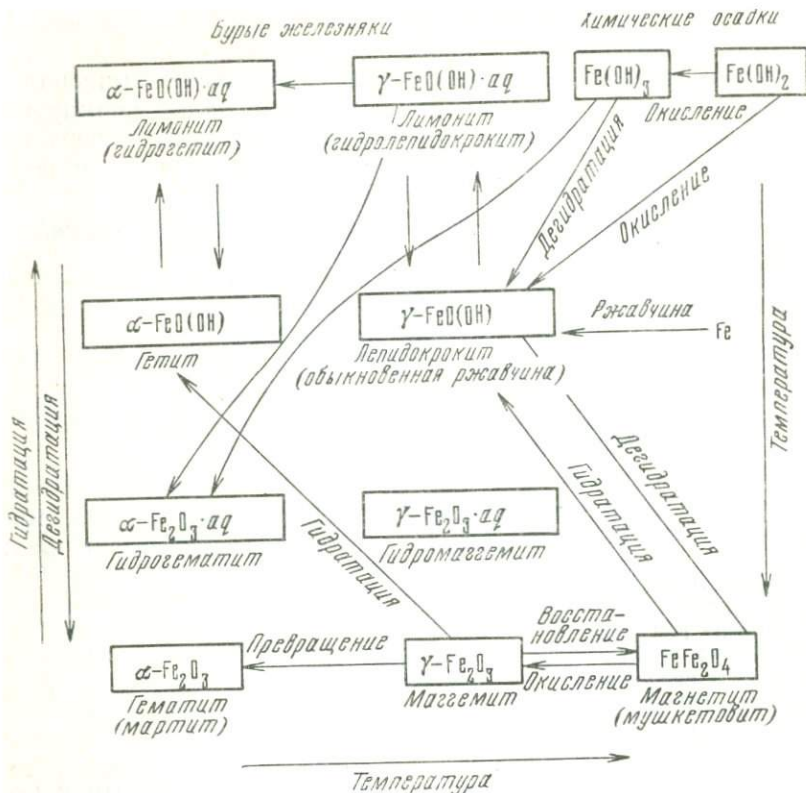


Рис. 4. Схема взаимоотношений окисных и гидроокисных форм железа (по А. С. Поваренных)

титом, моногидратом либо их смесью с адсорбированной водой.

В очень интересной работе А. С. Поваренных [65], выполненной более 20 лет назад, но которая не устарела до настоящего времени, приводится схема взаимоотношений (рис. 4) между окисными и гидроокисными формами. Кроме того, эта работа содержит полезную информацию о механизме окисления и гидратации окислов железа, в основу которого положен процесс диффузии атомов кислорода, протонов и ионов железа.

1. ОКСИДЫ ЖЕЛЕЗА

Магнетит Fe_3O_4 — основной носитель магнитных свойств горных пород. Кристаллическая структура относится к шпинельному ($MgO \cdot Al_2O_3$) обращенному типу кубической системы. В шпинели ионы образуют кубическую решетку, в пустотах которой располагаются ионы металлов, которые образуют тетраэдрическую (каждый ион металла окружен четырьмя ионами O^{2-}) и октаэдрическую симметрии (ион металла окружен шестью иона-

ми O^{2-}). В обращенных шпинелях ионы Fe^{+3} занимают тетраэдрические пустоты, а ионы Me^{+2} — некоторые из октаэдрических. Поэтому в магнетите на каждый ион Fe^{+3} в тетра-положении приходится по одному иону Fe^{+3} и Fe^{+2} в октаэдрическом положении. Поскольку при насыщении магнитный момент Fe^{+3} равен 5, а Fe^{+2} 4 магнетонам Бора, то в каждой элементарной группе Fe_3O_4 остается четыре нескомпенсированных спина, параллельных другим спинам в своей подрешетке при $t > -160^\circ C$. Можно сделать вывод о скрытом антиферромагнетизме, который перекрывается более сильным ферромагнетизмом четырех спинов. В естественных условиях магнетит встречается либо в чистом виде (иногда с пленкой ильменита $FeTiO_3$), либо в виде сложных ферритов — титаномагнетита, хроммагнетита, магномагнетита и других, которые представляют собой твердые растворы в магнетите других ферритов ($FeO \cdot TiO_2$, $FeO \cdot Cr_2O_3$, $MgO \cdot Fe_2O_3$). Эти феррошпинели обычно встречаются в магматических и метаморфических породах.

При температуре $-160^\circ C$ кубическая модификация магнетита превращается в орторомбическую, для которой характерен антиферромагнетизм. В результате окисления Fe_3O_4 кислородом при $220^\circ C$ магнетит превращается в маггемит практически без изменения магнитных свойств, а при $t \sim 400^\circ C$ маггемит переходит в гематит. Однако при нагревании Fe_3O_4 в отсутствие кислорода он сохраняется даже при $t > 800^\circ C$. Магнетит и маггемит различаются окраской (черный и красновато-бурый соответственно), наличием у последнего избыточных атомов кислорода и отсутствием двухвалентного железа. По Хаулю и Шоону, окисление магнетита в маггемит происходит по реакции



В природных условиях очень широко распространены титаномагнетиты, которые образуются в результате замещения $2Fe^{+3}$ на $Fe^{+2} + Ti^{+4}$. При температуре ниже $600^\circ C$ титаномагнетит неустойчив и поэтому распадается на титаномагнетит и ульвошпинель Fe_2TiO_4 . Ульвошпинель в обычных условиях парамагнитна, а ниже $-120^\circ C$ — антиферромагнитна. Начиная с температуры $300-400^\circ C$ титаномагнетит окисляется, образуется титаномаггемит, который в свою очередь трансформируется в магнетит с прорастаниями гемильменита. Для диагностики ферромагнитных минералов из магнитных характеристик обычно используются: точка Кюри (T_c), спонтанная намагниченность (I_s), температура фазовых переходов, коэрцитивная сила (H_c), остаточная намагниченность (I_r).

Маггемит ($\gamma-Fe_2O_3$) имеет обращенную шпинельную структуру, почти такую же, как у магнетита, поскольку маггемит есть продукт окисления магнетита. Элементарная ячейка маггемита отвечает составу Fe_2O_4 . В маггемите пустоты, обычно занятые Me^{+2} , вакантны. Одним из диагностических признаков маггемита при выполнении термомангнитного анализа является возрастание

намагниченности с последующим резким падением в интервале температур 240—330°С. При нагревании маггемит необратимо превращается в гематит, однако температура этого перехода может изменяться в пределах от 275 до 800 °С в зависимости от структурных дефектов и общей предыстории образца. Точка Кюри маггемита, определенная путем экстраполяции в твердых растворах $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ с металллическими добавками, установлена так же, как для гематита в 675°С.

Гематит ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) относится к ромбоэдрической сингонии и к классу антиферромагнетиков. В глинистых породах гематит является основным носителем магнитных свойств, присутствуя в них, как правило, в глинистой фракции. В решетке гематита атомы кислорода образуют гексагональную структуру, а металлческие ионы занимают 2/3 октаэдральных пустот. В виде изоморфных примесей вместо Fe могут присутствовать Ti, Mg, Al, Fe^{+2} [96]. В литературе обычно приводятся две модели магнитной структуры гематита, которые объясняют его относительно слабые ферромагнитные свойства. Первая гомогенная модель И. Е. Дзялошинского рассматривает слабый ферромагнетизм как результат некоторого отклонения от классического антиферромагнетизма, обусловленного слегка повернутыми моментами Fe в базальной плоскости, что создает слабый результирующий ферромагнетизм. Другая модель — гетерогенная, которая объясняет ферромагнетизм гематита ферромагнитными примесями, отклонениями от стехиометрии и т.д. В последние годы средствами нейтронографии и антиферромагнитного резонанса, мессбауэровской спектроскопии получены важные доказательства в пользу первой модели [71]. Ниже температуры Морина 250—260 К магнитные моменты направлены параллельно или антипараллельно кристаллографической оси [111], а при $T > T_M$ эти моменты лежат в базисной плоскости.

По мнению Л. Нееля и К. Крира [94], ферромагнетизм гематита при $T > 250$ К в базальной плоскости обладает анизотропией. При охлаждении монокристалла гематита К. Криром [94] показано, что магнитная восприимчивость вдоль оси С резко уменьшается от значения $20 \cdot 10^{-6}$ CGSM до $13 \cdot 10^{-6}$, а восприимчивость в пределах базальной грани практически не меняется. Т. Нагата считает [112], что α анизотропна только при $T < 250$ К, а выше этой температуры она изотропна и равна $20 \cdot 10^{-6}$. Хейг [82], измеряя I_s выше и ниже T_M , определил величину изотропного и анизотропного компонентов ($0,04 \frac{\text{Гс} \cdot \text{см}^3}{\text{г}}$ и $0,075 \frac{\text{Гс} \cdot \text{см}^3}{\text{г}}$ соответственно). Считается, что в пределах базальной грани имеется три минимальных энергетических положения антиферромагнитной оси и остаточная намагниченность может лежать в базальной плоскости под прямым углом к любому из них. С. Уеда, М. Фуллер и другие исследователи [96, 125] полагают, что кристаллы гематита обладают как анизотропией формы, так и кристаллографической анизотропией. По Л. Неелю [71], направление максималь-

ной восприимчивости лежит в базальной плоскости, а направление минимальной восприимчивости — вдоль тройной оси C , особенно хорошо это фиксируется на пластинчатом гематите.

Остаточная намагниченность гематита после охлаждения ниже 250 К уменьшается при последующем нагревании до 2/3 от начального значения. Однако механизм этого явления не ясен. Монокристаллы гематита обладают относительно низкой коэрцитивной силой порядка 40—60 Э, однако поликристаллические образцы гематита имеют коэрцитивную силу более 5000—7500 Э. Последнее обстоятельство обычно используется при диагностике гематита, так как в силу высокой H_c он стабилен по отношению к переменному полю, а кривые намагниченности не имеют насыщения в полях почти до 10 кЭ.

II. ГИДРООКСИДЫ ЖЕЛЕЗА

Гидроокись железа $Fe(OH)_3$. Парамагнитная гидроокись железа образуется в природе в результате гидролиза силикатов и феррисолей, а также под влиянием жизнедеятельности микроорганизмов.

Как уже отмечалось в § 1 гл. II, гидроокись железа обычно начинает свой путь в корках выветривания и почвах. В некоторых старых рудниках зафиксированы гидроокисные соединения. В озерных отложениях, по Ф. В. Чухрову [87], гидроокислы железа отлагаются в поверхностном слое из привнесенной коллоидной взвеси или железоорганических соединений, которые либо окисляются, либо разлагаются в слабощелочной среде с образованием $Fe(OH)_3$.

В. Нолль считает возможным образование гидроокиси железа путем взаимной коагуляции разнозаряженных коллоидных растворов, содержащих Fe.

По Н. М. Страхову, водная окись железа образуется в реках как результат разложения неустойчивых соединений Fe, привносимых грунтовыми водами. В морских условиях большая часть Fe оседает в зоне шельфа.

В результате обезвоживания и кристаллизации $Fe(OH)_3$ дает начало большому ряду минералов: гидрогётит, гётит, лепидокрокит и др. Однако, не говоря о реальной сложной физико-химической природной среде, процесс превращения гидроокиси еще изучен недостаточно даже в лабораторных условиях. Несмотря на кажущуюся с первого взгляда простоту соединения $Fe(OH)_3$, можно вслед за П. Селвудом [71] констатировать, что наши представления о структуре гидроокиси Fe находятся еще в зачаточном состоянии. Так, в литературе имеется ряд указаний, что магнитная восприимчивость геля $Fe(OH)_3$ существенно выше кристаллического гематита, несмотря на то, что магнитный момент Fe при этом меньше нормального. Возможно, что объяснение этих эффектов лежит в теории сверхпарамагнетизма Н. И. Кобозева.

Л. Г. Берг указывает на зависимость термического разложения гидроокиси от способа ее получения. Предлагается следующая схема процесса:



Согласно этой реакции, по данным термического анализа, при температуре 800°C в условиях пониженного давления (2 мм рт. ст.) образуется соединение, близкое к моногидрату FeOOH .

По Г. В. Лосевой, температурное разложение аморфного гидрата $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ происходит по схеме: аморфная гидроокись \rightarrow аморфный гематит \rightarrow кристаллический гематит. Обезвоживание гидроокиси происходит в два этапа: формирование аморфной окиси с одновременным образованием молекул воды из соседних гидроксильных групп и затем удаление воды из решетки с образованием гематита.

Гётит ($\alpha\text{-FeOOH}$). Кристаллы гётита имеют игольчатый или столбчатый облик. Гётит известен как экзогенный минерал, встречающийся в виде коллоидных или метаколлоидных масс, образуется в результате гидролиза солей, возникающих при разложении железосодержащих минералов, сульфидов, карбонатов, силикатов (А. Г. Бетехтин). Ромбическая структура гётита аналогична структуре диаспора.

Типичная кривая нагревания чистого гётита характеризуется наличием пика при $390\text{--}400^\circ\text{C}$ (скорость нагрева $12^\circ\text{C}/\text{мин}$). При обезвоживании гётита возникает непосредственно гематит, минуя стадию маггемита в отличие от лепидокрокита. В интервале температур $270\text{--}400^\circ\text{C}$ (по некоторым данным начиная с 150°C) в результате частичного превращения гётита в гематит наблюдается одновременное сосуществование этих двух фаз. Дальнейшее увеличение температуры приводит к росту частиц гематита, и при 650°C переход гётита в гематит завершается.

Согласно последним структурным данным нейтронографии и мессбауэровской спектроскопии [13], гётит является антиферромагнитным минералом, поэтому «идеальный» гётит не должен обладать остаточной намагниченностью. По другим данным (П. Селвуд) α - и $\gamma\text{-FeOOH}$ относят к парамагнитным веществам с магнитной восприимчивостью $42 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Однако, как показал В. И. Багин [4], гётит и гидрогётит иногда обладают остаточной намагниченностью в связи с наличием дефектов решетки.

Лепидокрокит ($\gamma\text{-FeOOH}$) относится к ромбической сингонии. Минерал имеет кристаллы пластинчатого габитуса, встречается в виде тонкочешуйчатых агрегатов. Твердый раствор воды в лепидокроките представляет собой гидролепидокрокит. При нагревании $\gamma\text{-FeOOH}$ вода по одним источникам начинает удаляться при $160\text{--}180^\circ\text{C}$, по другим при t $275\text{--}285^\circ\text{C}$. На термограммах обычно фиксируется пик при $t \approx 350^\circ\text{C}$, что является результатом возникновения $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$. При уменьшении размера частиц или наличии примесей температура перехода понижается до 25%.

В. И. Трухин и В. И. Багин [78] выделяют четыре этапа превращений лепидокрокита в процессе нагревания: 1) при t 20—150°С происходит возрастание остаточной намагниченности насыщения и коэрцитивной силы насыщения; 2) при t 150—275°С — превращение лепидокрокит → маггемит; 3) при t 275—375°С — смешанное превращение: наряду с переходом лепидокрокита в маггемит последний начинает превращаться в гематит; 4) при t 375—575°С — превращение маггемита в гематит.

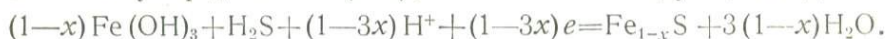
По данным нейтронографии и мессбауэровской спектроскопии, лепидокрокит, так же как гётит, относится к классу антиферромагнетиков.

III. СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА

Пирротин ($Fe_{1-x}S$). В природе известны следующие сульфиды железа: тронилит FeS , пирротин $Fe_{1-x}S$, пирит FeS_2 и марказит FeS_2 .

Сильными магнитными свойствами из них обладает только пирротин, который, согласно Т. Нагате [45], ограничен рядом $0 < x < 0,14$. Природные кристаллы пирротина обычно имеют таблитчатый или пирамидальный облик. А. Г. Бетехтин считает, что образование пирротина зависит не столько от температуры, сколько от наличия серы в растворах: при высокой концентрации S образуется FeS_2 , при пониженной — FeS . Имеются многочисленные описания в литературе о наличии пирротина в осадочных породах. Чаще всего пирротин в осадочных породах встречается в виде микроскопических концентраций. С пирротинном часто ассоциируют лимонит, магнетит, сидерит.

Образование сульфидов в современных морских осадках существенно определяется наличием органического материала и жизнедеятельностью микроорганизмов. М. Ф. Стащук реакцию образования сульфидов из $Fe(OH)_3$ записывает в следующем виде:



Если сероводород не является потенциалопределяющим и присутствует углекислый газ, то образуются магнетит, сидерит и др. При избытке в осадках серы любой сульфид превращается в пирит. Поэтому с термодинамической точки зрения пирротин является промежуточным продуктом при переходе гидротронилита в пирит.

Среди природных пирротинов выделяются гексагональный и моноклинный пирротины.

Е. Ф. Бертаут предложил две модели для объяснения структуры гексагонального и моноклинного пирротина. Весь композиционный ряд пирротинов при комнатной температуре может быть разделен на три области: 1) $0 < x < 0,1$ — антиферромагнитная; 2) $0,1 < x < 0,14$ — ферромагнитная; 3) $x \sim 0,1$ — переходная. Таким образом, дефектность структуры x определяет степень моноклинности решетки. По диаграмме Харалдсена пирротины в антифер-

ромагнитной области имеют две температурные точки превращения t_α и $t_\beta \cdot t_{\alpha \max} \approx 140^\circ \text{C}$, $t_\beta = \text{const} = 320^\circ \text{C}$. Ниже t_α ось легкого намагничивания совпадает с осью C , а выше t_α лежит в основной гексагональной плоскости. β -превращение соответствует температуре Нееля для антиферромагнетиков.

Магнитные свойства пирротина изучались Д. Кискирасом, П. Рамдором, Э. И. Елисеевым, М. А. Грабовским, О. Н. Жерденко, Г. Перманом, Г. М. Козловой и другими исследователями [25]. Из этих работ, в частности, следует, что малосернистые пирротины являются антиферромагнетиками, а многосернистые — ферромагнетиками, что магнитная восприимчивость пирротина повышается с увеличением содержания моноклинной фазы.

М. А. Грабовский, О. Н. Жерденко, О. М. Фролова приводят следующие характеристики для пирротина (табл. 3):

Таблица 3

Магнитные характеристики пирротина

Магнитный тип	Разрушающее поле насыщения $H_{c_s}, \text{Э}$	Коэрцитивная сила $H_{c_s}, \text{Э}$	Стабильность в переменном поле	
			$H=200 \text{ Э}$	$H=600 \text{ Э}$
Ферромагнитный	700—900	75—90	0,24	0,12
	900—1200	90—100	0,2	0,04
Промежуточный	500	145	0,3	0,01
	9000	165	—	—
Антиферромагнитный	9000	850—1865	0,77	0,35

Из этой таблицы видно, что пирротины обладают примерно такими же магнитными свойствами, как магнетиты и титаномагнетиты, но их магнетизм несколько слабее. При магнитных исследованиях горных пород присутствие пирротина отмечается по перегибу в области температуры 320°C .

Для ферромагнитного пирротина характерно наличие трехосной магнитной анизотропии: в направлении оси C ферромагнитный пирротин намагничивается только в больших полях, а в плоскости пинаконда — в относительно слабых полях.

IV. КАРБОНАТЫ ЖЕЛЕЗА

Сидерит (FeCO_3) является парамагнитным минералом. Однако при его термическом распаде образуются основные окислы железа: магнетит, маггемит и гематит. При окислении в природных условиях сидерит превращается в лимонит, гётит, гидрогематит. Минерал образуется только в восстановительной среде, в том числе в лагунах или морских заливах. Как показала Т. С. Гендлер, при нагревании сидерита в интервале температур

§ 3. ОСНОВНЫЕ ЛИТЕРАТУРНЫЕ ДАННЫЕ О МАГНЕТИЗМЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В общем случае намагниченность любой горной породы складывается из двух векторов: намагниченности I_i (индуцированной), вызванной современным геомагнитным полем, и I_r — остаточной намагниченности, зависящей от всей совокупности прошлых геологических процессов, протекавших в породе. Таким образом, можно записать:

$$\vec{I}_n = \vec{I}_i + \vec{I}_r.$$

Наибольший интерес с точки зрения палеомагнетизма представляет остаточная намагниченность осадочных пород, поскольку в этом случае имеется вполне надежная основа для геохронологических и стратиграфических сопоставлений, получаемых палеомагнитным и палеонтологическим методами. Теоретически считается, что при осаждении в спокойных условиях привнесенного в бассейн терригенного материала в нем всегда имеются ферромагнитные частицы, магнитные моменты которых выстраиваются по геомагнитному полю эпохи осадконакопления (Т. Нагата, Д. Х. Гриффитс, А. Я. Власов, А. Н. Храмов и др.). Так образуется осадочная или детритовая остаточная намагниченность осадочной породы. Величина этой намагниченности, по Т. Нагате, оценивается следующей формулой:

$$I_d = \mu N \operatorname{th} \frac{\mu \nu h H}{2 \lambda m g},$$

где μ — магнитный момент частицы; N — число частиц в 1 см^3 породы; h — глубина бассейна; ν и λ — коэффициенты вязкости воды соответственно при поступательном и вращательном движении частицы; m — масса частицы; g — ускорение силы тяжести; H — напряженность магнитного поля.

Однако существуют причины, по которым может происходить отклонение вектора I_r от направления магнитного поля эпохи осадкообразования. Если частицы анизодиаметричны, то направление остаточной намагниченности, как правило, соответствует направлению длинных осей частиц. Благодаря своей форме частицы могут ориентироваться длинными осями по течению или в спокойных условиях тяготеют ближе к горизонтальной плоскости и тогда возникает несоответствие между направлениями остаточной намагниченности и длинных осей частиц. К аналогичным результатам могут приводить процессы уплотнения и физи-

ко-химические реакции в породе с самых первых дней ее образования.

Лабораторными опытами Кинга, Гриффитса и др. [101] по переосаждению осадков установлено, что горизонтальное направление намагниченности всегда совпадает с горизонтальной составляющей магнитного поля, а наклонение может быть на $10\text{--}25^\circ$ меньше наклонения приложенного поля.

В модельных экспериментах А. Я. Власова и др. [16] установлено, что ориентация ферромагнитных частиц при переосаждении зависит от их размеров и формы. Идеальная ориентация частиц по магнитному полю наблюдалась при размере частиц до $8\ \mu$, а при увеличении среднего диапазона до $100\ \mu$ увеличивается максимальный разброс в склонении и наклонении.

По данным этих же авторов, уплотнение осадков нагрузками до $3000\ \text{кгс/см}^2$ приводит к повороту вектора намагниченности в сторону горизонтальной плоскости ($\sim 10^\circ$).

По данным Е. Ирвинга, Ж. А. Клегга, К. С. Буракова [61], процесс доориентации ферромагнитных частиц по полю возможен после осаждения (постдетритовая намагниченность), пока осадок находится в текущем состоянии.

Нашими экспериментальными данными, как будет показано ниже, этот процесс также подтверждается.

В палеомагнетизме большое внимание уделяется вопросам стабильности первичной остаточной намагниченности, которая определяется минеральным и гранулометрическим составом, видом намагниченности, диффузионными процессами, геологической историей породы. В большинстве случаев хорошей стабильностью обладают древние осадочные породы.

В настоящее время разработаны методы выделения именно первичной намагниченности и введена количественная мера стабильности (Г. Н. Петрова [64])

$$S = \frac{I_n^0}{I_n^0 + I_n^h},$$

где S — мера стабильности, I_n^0 — первичная намагниченность, I_n^h — вторичная намагниченность.

Естественная остаточная намагниченность осадочных пород в большинстве случаев равняется всего нескольким единицам 10^{-6} CGSM, но имеются случаи, когда намагниченность достигает нескольких сотен 10^{-6} CGSM. Величина естественной намагниченности может варьировать в значительных пределах, так как она гораздо сильнее, чем магнитная восприимчивость, определяется геологической историей породы. Наиболее магнитны изверженные образования, а среди осадочных пород к магнитным геофизики обычно относят лишь глины и песчаники. Практически только небольшая часть осадочных пород не имеет ферромагнитного компонента (известняки, мел, соли). Строгой закономерности магнитных свойств в зависимости от содержания ферромагнитного компонента в настоящее время не отмечается, но тенден-

ция к увеличению магнитной восприимчивости при условии роста содержания ферромагнетика все же имеется.

Многие исследователи объясняют повышенную магнитную восприимчивость у ряда осадочных пород наличием тонкодисперсного гематита (маггемита) в глинистой фракции, а не зерен магнетита в песчано-пылевой фракции. Так, в работе А. Н. Храмова [82] приведена оценка магнитной «смешанной породы», произведенная Энен и Ле Борн. В табл. 4 приведены следующие данные:

Таблица 4

Зависимость магнитной восприимчивости осадочной породы от гранулометрического состава

Фракции, мм	Содержание частиц, %	Магнитная восприимчивость
2—0,02	44,3	$1030 \cdot 10^{-6}$
0,02—0,002	30,7	$1262 \cdot 10^{-6}$
0,002	14,0*	$7036 \cdot 10^{-6}$

* Остальное — растворимая часть.

Как видно из таблицы, при переходе от песчано-пылевых частиц к глинистым увеличивается магнитная восприимчивость. Обычно геофизики намагниченность горной породы связывают с наличием только ферромагнитного компонента, пренебрегая намагниченностью пара- и диамагнитных минералов. Ферромагнитные минералы в осадочных породах заключены в общей массе парамагнитных или диамагнитных, составляют доли процента, несколько процентов или, как правило, не больше 10% (максимум 20%) от всего объема породы.

По мнению А. Н. Храмова [82], в осадочных породах ферромагнитные минералы встречаются в трех формах:

- 1) рудные зерна магнетита, ильменита, мартита и их твердых растворов в песчано-пылевой фракции;
- 2) тонкорассеянные гематит, маггемит, реже магнетит в глинистой фракции;
- 3) диагенетические и эпигенетические образования, состоящие из сидерита, пирита и лимонита.

Такая классификация, конечно, не охватывает всего многообразия форм нахождения ферромагнитных минералов в осадочных породах, но в первом приближении она может быть принята.

Коэрцитивная сила H_c горной породы зависит от размеров ферромагнитных частиц, особенно при достижении ими величины отдельного домена. Обычно магнитные размеры домена меньше 1μ (глинистая фракция). Поэтому частицы магнетита, гематита или другого ферромагнитного минерала меньше 1μ могут состоять

из одного домена, в силу чего они обладают сильной самопроизвольной намагниченностью и большой коэрцитивной силой ($>5000 \text{ Э}$).

Одна из первых работ, в которой определена магнитная восприимчивость осадочной толщи Апшеронского полуострова, принадлежит М. Пейсик и Л. Горбенко. Эти авторы провели расчленение и корреляцию геологических разрезов с использованием данных магнитной восприимчивости.

А. Г. Калашников применил данные по магнитной восприимчивости осадочных пород Московской области с целью определения условий их образования. Им составлена схема расчленения пород по соотношению ферро-, пара- и диамагнитных минералов, по которой глины и пески попадают в разряд пород с типичными ферромагнитными свойствами.

В сводной работе К. Г. Бронштейна [10] установлена связь между величиной средней магнитной восприимчивости и генезисом — возрастом породы. Из таблицы К. Г. Бронштейна видно, что состав и происхождение породы влияют на ее магнитную восприимчивость, кроме того, автор попытался установить связь геологических процессов миграции железа в природе с магнитными свойствами осадочных пород, сформировавшихся в разные геологические эпохи.

Донные осадки Атлантического океана и ленточные глины Новой Англии изучались А. Мак-Нишем и Е. Джонсоном. Изинг [105] исследовал остаточную намагниченность ленточных глин Северной Европы. Е. Джонсон, Т. Мерфи и О. Торресон изучали донные осадки Тихого океана и исследовали остаточную намагниченность осадочных пород различных пунктов США.

Д. Грахам [99], изучая четвертичные ленточные глины, миоценовые, эоценовые и силурийские терригенные породы, пришел к выводу, что осадочные породы при определенных условиях могут сохранять свою естественную намагниченность бесконечно долгое время. Многими исследователями подчеркивается, что наиболее магнитными из осадочных пород являются глины.

Начиная с 50-х годов результаты палеомагнитных исследований широко используются геологами, разрабатывающими теорию дрейфа континентов.

А. Н. Храмов [82] составил по палеомагнитным данным для территории СССР стратиграфо-геохронологическую шкалу, базирующуюся на измерениях остаточной намагниченности осадочных пород, отобранных на территории Азербайджана, Западной Туркмении, Русской платформы, Ферганы, Юга Сибирской платформы.

Из вышеприведенного материала следует, что к настоящему времени достаточно хорошо изучена естественная остаточная намагниченность генетически различных осадочных пород, отобранных в разных пунктах земного шара. Имеются многочисленные данные по значениям χ и I_r , стабильности остаточной намагниченности, часто сопровождающиеся петрографическим описанием

магнитного компонента, принадлежащего, как правило, пылеватой и песчаной фракции.

Однако магнитный компонент глинистой фракции из-за невозможности его магнитной сепарации, высокой дисперсности, плохой окристаллизованности изучен явно недостаточно. Более того, так называемое суперпарамагнитное состояние ферромагнетика не представляет большого интереса для палеомагнитологов, так как при этом отсутствует остаточная намагниченность породы. Это также приводит к снижению числа работ, направленных на изучение ультрадисперсного ферромагнетика в осадочных породах. Кроме того, имеются объективные, чисто методические трудности по диагностике тонких объектов, когда такие классические методы, как оптический, рентгеновский, электронная микроскопия, комплекс магнитных измерений, оказываются бессильными в отношении идентификации ультрадисперсного ферромагнетика. Вместе с тем, с позиций физико-химического грунтоведения именно дисперсные ферромагнитные частицы представляют наибольший интерес, так как они адсорбированы на поверхности глинистых минералов, служат своеобразными контактами между соседними глинистыми частицами, влияют на водно-физические свойства глинистых грунтов, а значит и на их прочностные и деформационные свойства. По этой причине в следующем параграфе будет рассмотрена индуктивная, а не остаточная намагниченность искусственно синтезированных систем, состоящих из известного заданного глинистого минерала и дисперсного ферромагнетика.

ГЛАВА III

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

§ 1. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ ГЛИН

Следуя принципу «от простого к сложному», исследование природы магнетизма глин целесообразно начать с так называемых «мономинеральных глин», которые, являясь природными образованиями, в то же время являются наиболее чистыми в отношении наличия в них ферромагнитного компонента.

С этой целью нами были исследованы магнитные свойства четырех групп естественных мономинеральных глин. Параллельно с термомагнитным анализом образцы этих глин изучались в шлифах и аншлифах, методами рентгеновской дифрактометрии и флуоресцентного рентгеновского анализа, а также электронного микроанализа.

Учитывая, что априорно при исследовании магнетизма глин приходится сталкиваться с такими сложными явлениями, как суперпарамагнетизм и фазовые переходы ультрадисперсных частиц, адсорбированных в «немагнитной», но исключительно активной в физико-химическом отношении матрице, главное внимание уделялось экспериментальному исследованию глинистой фракции мономинеральных глин.

В ранних работах, посвященных исследованию железосодержащих минералов в глинах, почвах, корах выветривания, неоднократно указывалось на невозможность четкой идентификации состояния и положения атомов железа, которые могут как входить в структуру собственно глинистого минерала, так и быть адсорбированными на нем [106].

До настоящего времени в литературе имеется относительно небольшое число работ, посвященных термомагнитному анализу глин и глинистых минералов.

В качестве объектов исследования нами отобраны мономинеральные глины, принадлежащие к четырем основным группам глинистых минералов.

1. Каолининовая группа (Ибусуки-каолинит из префектуры Кагосима, Япония; глуховецкий каолинит, УССР; Кампаку-каолинит, префектура Тотиги, Япония; Комаки-галлуазит, префектура Тоттори, Япония; а также просяновский и новоселицкий каолиниты).

2. Монтмориллонитовая группа (Ойя-иши-бентонит, префектура Тотиги, Япония; Тоукинуно-бентонит, префектура Ямагата, Япония; аскангель, Гр. ССР).

3. Гидрослюдистая группа (гидрослюдистая глина, р-н г. Ленинграда; Мурами-серицит, Ниигата — префектура, Япония).

4. Пальгорскитовая группа (Акатани-сепиолит, префектура Ниигата Япония).

Химический состав исследуемых глин приведен в табл. 5.

Химический состав

Образец	Происхождение и место отбора образца	SiO ₂	TiO ₂
Глуховецкий каолинит	Осадочный, УССР	45,09	0,00
Кампаку-каолинит	Гидротермальный, Тотиги, Япония	39,36	0,38
Ибусуки-каолинит	Гидротермальный, Кагосима, Япония	45,82	1,06
Комаки-галлуазит	Гидротермальный, Тоттори, Япония	43,63	0,23
Гидрослюда	Осадочная, р-н Ленинграда	55,47	0,54
Мурами-серицит	Гидротермальный, Ниигата, Япония	69,45	0,13
Тоукинуно-бентонит	Осадочный, Ямагата, Япония	75,01	0,10
Аскангель	Кора выветривания, ГрССР	61,08	0,32
Ойя-иши-бентонит	Кора выветривания, Тотиги, Япония	37,02	—
Акатани-сепиолит	Гидротермальный, Япония	54,56	—

Термомагнитный анализ вышеуказанных образцов выполнен на магнитных весах в интервале температур от комнатной до 700°С на воздухе и в вакууме (10⁻³ мм рт. ст.) в магнитном поле напряженностью 4100 Э.

Как показал эксперимент, все каолининовые глины практически характеризуются независимостью намагниченности от температуры. Как показано на рис. 5а, кривые нагревания и охлаждения совпадают друг с другом. Не отмечается также существенных различий между кривыми, полученными в вакууме и на воздухе. Поэтому можно сделать вывод о том, что исследованные образцы каолининовых глин представлены чистыми в отношении ферромагнетика глинистыми парамагнитными минералами (каолинит и галлуазит).

Результаты термомагнитного анализа Тоукинуно-бентонита показали существование двух магнитных фаз. Одна из них представлена относительно крупными, песчаного размера зернами титаномагнетита. Другая фаза появляется при нагревании свыше 450°С как на воздухе, так и в вакууме и трансформируется в новую ферромагнитную фазу с точкой Кюри 610—620°С (рис. 5, б). Кривые охлаждения и повторные кривые нагрева также фиксируют эту новую магнитную фазу. При нагревании в вакууме температура Кюри образца, предварительно нагретого на воздухе до 700°С, смещается приблизительно на 100°С в низкотемпературную область (рис. 5, в). На образцах глинистой фракции бентонита по-

Таблица 5

мономинеральных глин

	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.
	38,74	—	0,55	0,00	0,55	0,10	0,55	0,10	0,07	9,03
	42,99	—	0,32	—	0,12	0,59	—	0,34	0,20	15,58
	37,77	—	0,64	—	0,08	0,09	—	0,12	0,96	13,69
	36,96	—	0,11	—	0,22	0,27	—	0,31	0,59	16,51
	13,72	10,80	3,30	0,70	1,41	1,90	—	3,13	0,27	4,62
	20,28	0,17	0,51	—	0,10	0,84	—	3,40	0,54	—
	12,75	—	1,41	—	1,00	1,04	—	1,04	2,63	4,72
	20,41	0,31	3,80	—	1,77	4,77	—	0,58	1,75	13,86
	10,91	7,61	0,90	0,12	1,61	3,48	—	0,29	1,38	37,30
	0,99	0,88	1,56	3,02	—	21,72	—	0,02	0,01	17,15

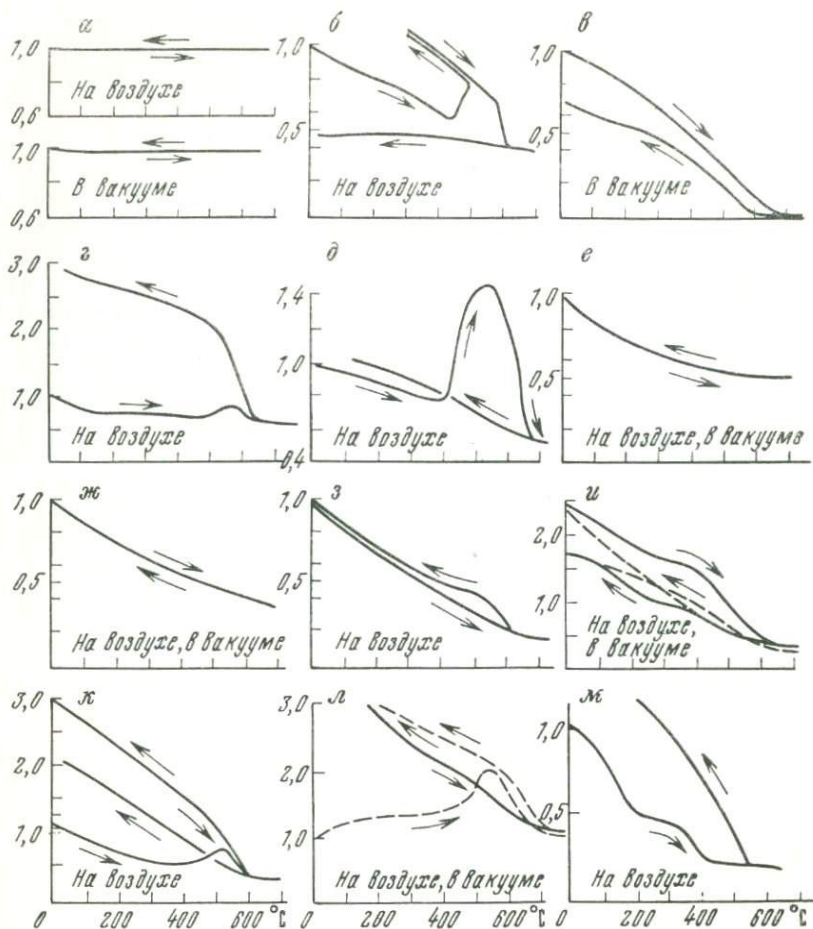


Рис. 5. Результаты термомангнитного анализа

лучены такие же термомангнитные кривые, как для всего образца в целом (рис. 5, з), что является доказательством того, что материал-субстрат для формирования новой магнитной фазы находится в ассоциации с высокодисперсными частицами монтмориллонита и представлен, по-видимому, коллоидными, аморфными соединениями, адсорбированными на поверхности частиц монтмориллонита. Однако при высокой температуре источником этого материала могут оказаться диффундирующие ионы Fe из решетки монтмориллонита. Аналогичный факт установлен для ионов Ti, диффундирующих из решетки TiO_2 при $t \approx 300-400^\circ C$. Термомангнитный анализ выделенной магнитной фракции также указывает на образование новой фазы с точкой Кюри $670-680^\circ C$ (рис. 5, д). С увеличением числа циклов нагревание — охлаждение на воздухе новая магнитная фаза существенно разрушается (рис. 5, д). Сле-

дует отметить, что новая магнитная фаза более легко образуется на воздухе, чем в вакууме. Сопоставляя кривые, полученные в вакууме и на воздухе, можно прийти к заключению, что для образования новой магнитной фазы необходима оптимальная концентрация кислорода при давлении между 760 и 10^{-3} мм рт. ст.

Терромагнитные кривые аскангеля, полученные как в вакууме, так и на воздухе, являются типичными для парамагнетика (см. рис. 5, е). Все кривые нагревания и охлаждения совпадают друг с другом. По всей видимости, в аскангеле большая часть железа (см. табл. 5) входит в решетку монтмориллонита. Однако некоторые образцы аскангеля имеют примерно такие же кривые, как Тоукинуно-бентонит, указывает на появление новой магнитной фазы.

Этот факт свидетельствует о том, что гидроксид железа распределена в объеме аскангеля крайне неоднородно. Такое же неоднородное распределение коллоидного железа установлено с помощью электронного микроскопа.

Ойя-иши-бентонит является монтмориллонитом с высоким содержанием окислов железа ($\text{FeO} — 7,6\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 — 0,9\%$). Этот бентонит заметно окисляется на воздухе даже при комнатной температуре с изменением цвета от зеленого до темно-коричневого. Магнитные измерения были выполнены отдельно для зеленой (неокисленной) и темно-коричневой (окисленной) частей породы. Для неокисленной фазы не было обнаружено точки Кюри, все кривые нагревания и охлаждения совпадают друг с другом (рис. 5, ж, з). В процессе нагревания окисленной части Ойя-иши-бентонита на воздухе намагниченность образца необратимо увеличивается при высоких температурах. Этот результат указывает на то, что в окисленной части бентонита появляется магнитная фаза с точкой Кюри около 620°C только в том случае, когда образец нагревается на воздухе, так как при нагреве в вакууме магнитная фаза не образуется. Отсюда можно сделать вывод о том, что в данном бентоните ферромагнитный компонент появляется только в результате развития окислительных процессов непосредственно глинистого минерала с соответствующим выделением Fe из его решетки и последующим образованием окисной формы.

Образцы гидрослюдистой кембрийской глины из района г. Ленинграда содержат значительное количество закиси железа ($10,8\%$). Намагниченность этих образцов увеличивается очень резко (в 3 раза) после первого цикла нагревания (рис. 5, к). Точка Кюри новой магнитной фазы около 610°C . Механизм образования новой магнитной фазы, по всей видимости, тот же самый, что и в случае Тоукинуно-бентонита. При первом цикле нагревания пик, соответствующий образованию магнитной фазы, появляется при температуре свыше 500°C . При повторных нагревах сначала намагниченность продолжает возрастать, а затем падает, по-видимому, в результате окисления и разрушения новой магнитной фазы.

Термомагнитные кривые Муриками-серицита являются более сложными. При первом цикле нагревания на воздухе образец обладает слабой намагниченностью и ее изменения с температурой практически обратимы. После двух циклов нагревания намагниченность становится настолько малой, что не может быть измерена с помощью примененной аппаратуры. При нагреве в вакууме (10^{-3} мм рт. ст.) образование новой магнитной фазы при высокой температуре происходит так же, как в случае бентонита (рис. 5, л).

Однако здесь появившаяся намагниченность не исчезает при повторных нагревах на воздухе в отличие от бентонита. Объяснение появления нового магнитного материала, исходя из условий наличия или отсутствия вакуума, в этом случае весьма затруднительно. По-видимому, здесь наблюдается переход от окиси или гидроокиси железа, распространенной в образце весьма неоднородно, к упорядоченному магнитному состоянию, аналогично случаю аскангеля.

Сепиолит, как известно, относится к группе палыгорскита. Термомагнитный анализ выполнен на образцах естественного сепиолита, глинистой и магнитной фракций. Термомагнитный анализ магнитной фракции (рис. 5, м) указывает на появление в процессе нагревания новой магнитной фазы с точкой Кюри $550-560^{\circ}\text{C}$, а глинистая фракция представляет собой типичный парамагнетик. Отсюда можно сделать вывод о том, что ферромагнетизм исследованного природного сепиолита обусловлен только крупными зернами ферромагнитной фракции, обнаруженными в шлифах, состоящей из низкотемпературной фазы с фазовым переходом $\sim 200^{\circ}\text{C}$ и относительно высокотемпературной фазы с фазовым переходом около 400°C соответственно (см. рис. 5, м).

С целью диагностики крупных магнитных зерен из рассматриваемых образцов было приготовлено 25 шлифов. В первой группе каолинитовых глин наблюдались тонкие зерна пирита, стяжения лимонита и очень редкие частицы магнетита (Кампаку-каолинит).

В глуховецком каолините наблюдались редкие темноцветные рудные минералы, причем содержание их исключительно мало во всех образцах.

Магнитная фракция, отсепарированная из Тоукинуно-бентонита, состоит главным образом из титаномagnetита, размер зерен $0,1-0,2$ мм. На краях этих зерен и в трещинах наблюдаются пирит и пирротин. В виде тончайших пленок встречается лепидокрокит или гётит. Магнитная фракция из бентонита исследовалась под микроскопом до и после нагрева на воздухе и в вакууме до 700°C , однако каких-либо существенных различий под микроскопом обнаружить не удалось.

В естественных образцах Тоукинуно-бентонита до их нагрева иногда наблюдались рутил и ильменит. После нагрева образцов отмечались пирит и измельченный магнетит.

В аскангеле зерна рудных минералов встречаются исключительно редко. Обычно они состоят из зерен пирита ($\sim 10\mu$). На некоторых участках шлифов возможно наличие магнетита.

В Ойя-иши-бентоните отмечены зерна пирита размером менее 10 μ , частицы магнетита и маггемита.

Магнитная фракция гидрослюдистой глины из района Ленинграда состоит из зерен пирита, халькопирита и магнетита. Лимонит и гётит наблюдались в виде стяжений.

Лимонит и редкие зерна магнетита размером около 50 μ наблюдались в Муроками-сериците.

В сепиолите рудные зерна исключительно редки, представлены они пиритом и промежуточными продуктами изменения пирита в магнетит.

Три модификации рентгеновского анализа были применены для идентификации минерального состава: рентгеновская дифрактометрия, рентгеновский флуоресцентный анализ и электронный микроанализ. Эти методы применены специально для образцов, принадлежащих к монтмориллонитовой и гидрослюдистой группам, в которых выше некоторой температуры возникала новая магнитная фаза. С помощью рентгеновской дифрактометрии определен параметр решетки магнитной фракции Тоукинуно-бентонита. Согласно данным о точке Кюри и оптическим наблюдениям однозначно установлено, что исследуемый минерал является титаномагнетитом.

Методом рентгеновского флуоресцентного анализа определено соотношение в исследуемых образцах между различными металлическими элементами. Однако этот метод дает только качественную картину распределения металлических атомов (ионов) на поверхности аншлифа. Получены следующие результаты:

а) магнитная фракция Тоукинуно-бентонита

Co > Fe > Cu > Zn > Ti;

б) естественный Тоукинуно-бентонит

Fe > Cr > Zn > Cu > Co > Ti;

в) аскангель

Fe > Cr > Co > Cu > Zn > Mn > Ti;

г) Ойя-иши-бентонит

Fe > Mn > Co > Cr > Cu > Zn > Ti;

д) гидрослюда

Fe > Zn > Co > Cu > Ti > Cr > Mn.

За исключением магнитной фракции Тоукинуно-бентонита, все образцы отличаются высоким содержанием железа, которого в 6—10 раз больше, чем других ферромагнитных элементов.

Параллельно с термомагнитным анализом и рентгеновской дифрактометрией естественные образцы Тоукинуно-бентонита и его магнитная фракция были исследованы методом электронного микроанализа.

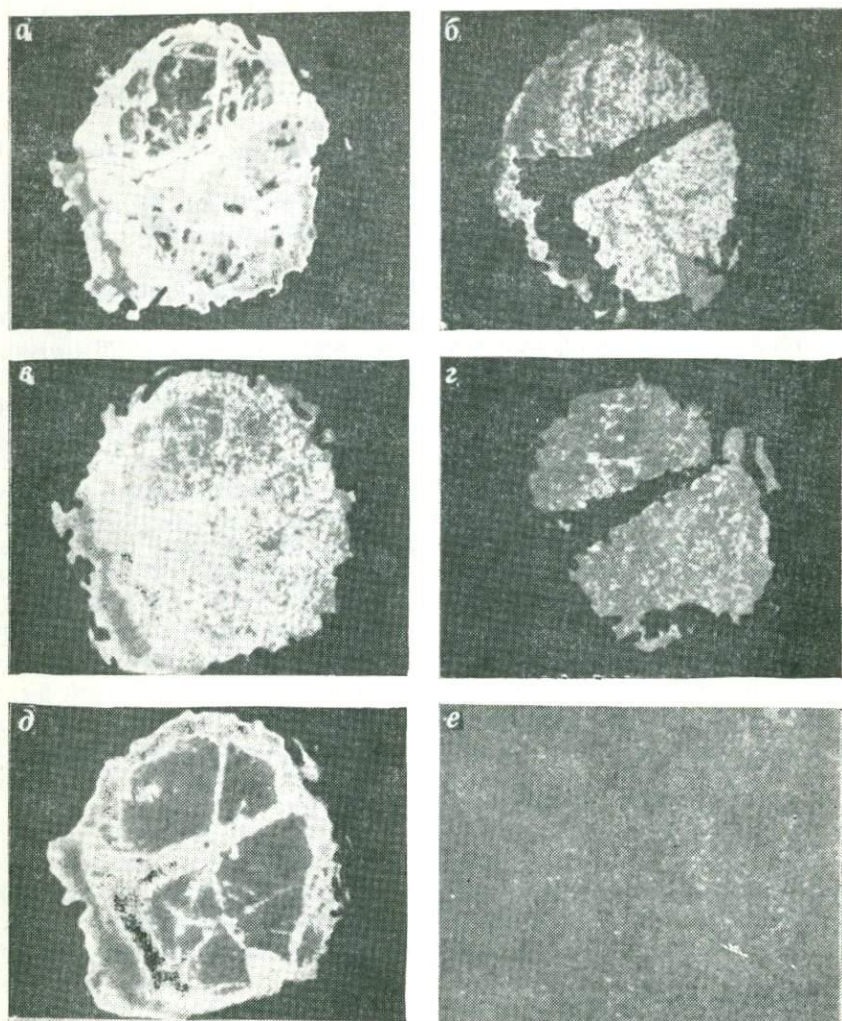


Рис. 6. Результаты электронного микроанализа магнитной фракции Тоукинуно-бентонита

В выбранном зерне диаметром около 200μ из магнитной фракции определены следующие элементы:

$Fe > S > Ti > Mn > Si > Ca$.

Следует отметить, что этот ряд полностью не совпадает с соответствующим рядом, полученным методом рентгеновского флуоресцентного анализа, что еще раз подчеркивает неоднородное распределение металлических элементов в среде глинистых минера-

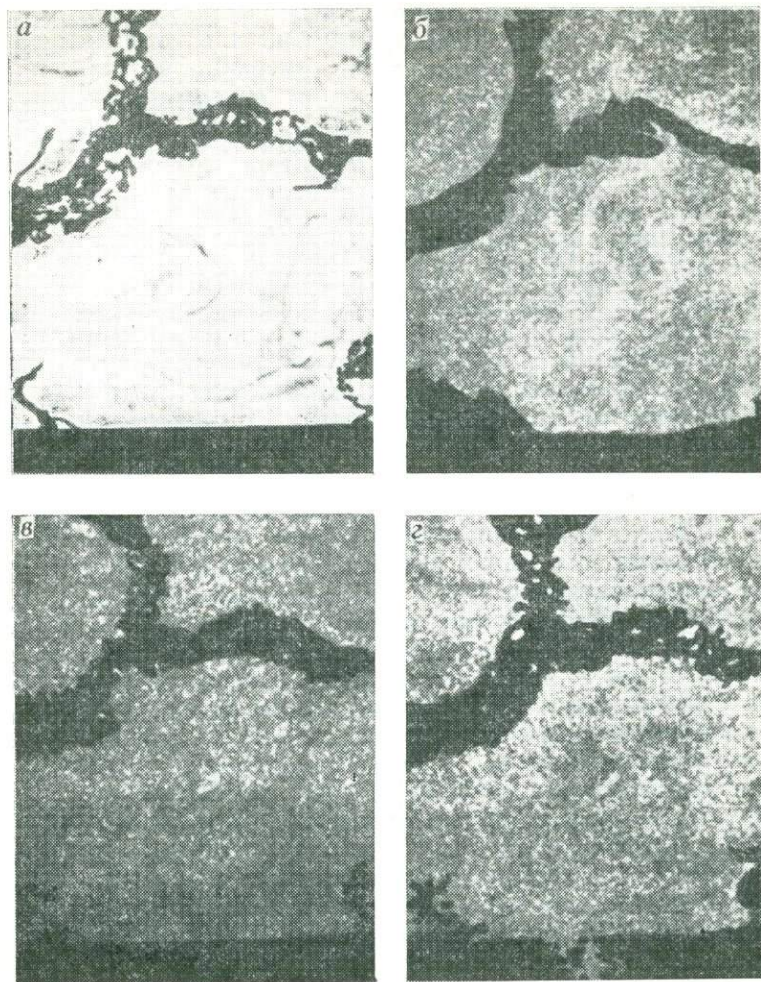


Рис. 7. Результаты электронного микроанализа аскангеля

лов. Как видно из микрофотографий (рис. 6), исследуемое зерно состоит главным образом из Fe, O и Ti.

В центральной части зерна отмечается незначительное содержание Mn. Из рис. 6 очевидно, что S или окисленная S представлена только на краях зерна. Эти данные находятся в хорошем соответствии с результатами микроскопического обследования шлифов (совместное наличие титано-магнетита, пирита и пирротина).

В аскангеле определены следующие элементы: $Si > Fe > Ti > Cr > Ni > Co$. Из рис. 7, а видно, что незначительное содержание

Fe и Ti приурочено к участкам аншлифа, где широко представлены Si и O. Иногда высокая концентрация Fe, Ti, Cr и Ni наблюдалась в пределах отдельных мелких зерен, размером в 2—4μ. Если сопоставить эти данные (рис. 7, б, в, г) с обычными электронно-микроскопическими фотографиями (см. рис. 7), то можно установить наличие участков, обогащенных Fe, Co и Ni. Эти элементы присутствуют в незначительных количествах, лишь немного превышая уровень чувствительности прибора.

В гидрослюде металлические элементы распределены следующим образом: $Si > Fe > Ti$.

Подводя итоги вышеизложенному, можно отметить следующее. Каолинитовые мономинеральные глины, согласно данным термомангитного анализа, выполненного в области положительных температур, в основном состоят из парамагнитных минералов. Наличие в них железистых примесей ограничено относительно низкой адсорбционной способностью каолинита и галлуазита по сравнению с монтмориллонитом и гидрослюдой. Именно поэтому из всех изученных каолинитовых глин только одна из них содержала свободную форму Fe, которая превращалась при нагревании в магнит ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$).

Монтмориллонитовая серия глин характеризуется следующими особенностями. Естественные бентониты имеют, как правило, два независимых источника магнетизма: один из них — это крупные, песчаного размера зерна непрозрачных минералов, а другой — ультраколлоидные частицы (пленки), представленные гидроокисью железа, лепидокрокитом или гётитом. Иногда монтмориллонитовая глина может быть, так же как и каолинитовая, почти идеальным парамагнетиком (аскангель). При нагревании монтмориллонитовых глин в большинстве случаев появляется сильная магнитная фаза, образование которой может происходить тремя путями: дегидратация гидроокисных минералов; окисление таких минералов, как, например, пирит или сидерит; образование окислов Fe в результате окисления высвобожденных ионов Fe из решетки силикатов.

В последнем случае появление новой магнитной фазы связано с термическим разложением обогащенного железом глинистого минерала (Ойя-иши-бентонит). По-видимому, сходный механизм образования новой магнитной фазы наблюдается на гидрослюдистых глинах, с одной стороны, либо за счет трансформации лимонита и гётита в окислы Fe, а с другой стороны, за счет выделившегося Fe из решетки гидрослюды.

Таким образом, можно полагать, что магнитные свойства естественных мономинеральных глин обусловили три источника: 1) сами глинистые минералы; 2) коллоидное или мелкокристаллическое вещество типа $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\gamma\text{-FeOOH}$ и др., адсорбированное на поверхности глинистых частиц; 3) относительно крупные (>10μ) частицы различных ферромагнитных минералов, механически не связанные с глинистыми минералами.

§ 2. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА СИСТЕМ ГЛИНИСТЫЙ МИНЕРАЛ — ФЕРРОМАГНЕТИК

Широко известно, что в глинистых грунтах в качестве связующего цементирующего материала наряду с органическим и карбонатным веществом часто встречается большая группа железосодержащих минералов. Диагностика этих компонент иногда бывает затруднительной в связи с их исключительно высокой дисперсностью. Поэтому эти соединения могут оказаться незамеченными такими методами исследования как рентген и электронная микроскопия. Если исходить из той позиции, что кристаллохимия поверхности глинистых минералов играет ведущую роль в природе прочности глинистых грунтов, то следует, что необходимо тщательно изучать все вещества, адсорбированные на поверхности глинистых минералов. Поскольку именно железосодержащие соединения распространены наиболее широко в почвах и грунтах, данная работа посвящена только их исследованию, а в качестве основного метода изучения применен метод терромагнитного анализа.

В реальных глинистых грунтах можно встретить достаточно широкий спектр минералов-магнетиков, определяющих их магнитные свойства. При этом часть носителей магнетизма в виде магнетита, пирротина, пирита, рутила и других обычно приурочена к пылевато-песчаному интервалу дисперсности и по этой причине может быть легко отсепарирована и изучена как магнитная фракция. Однако высокодисперсные магнетики, принадлежащие к глинистой фракции (гематит, маггемит), как правило, связаны жесткими, прочными связями с алюмосиликатами и поэтому не могут быть отсепарированы магнитным способом. Вместе с тем, именно эти высокодисперсные железистые соединения представляют наибольший интерес с позиций физико-химического грунтоведения, так как именно они, перекрывая частично или полностью поверхность глинистых минералов, должны изменять физико-химические и, возможно, механические свойства глинистых грунтов.

В данном параграфе обсуждаются основные результаты, полученные автором совместно с Б. М. Кириным [33] на искусственно созданных образцах-моделях: глинистый минерал + ферромагнетик.

С целью охвата более широкой полосы дисперсности ферромагнитных частиц модельные образцы глинистый минерал + ферромагнетик в большинстве случаев были получены в двух модификациях. Первая из них должна содержать ферромагнетик только в суперпарамагнитном состоянии, что достигалось его введением методом пропитки из соответствующих растворов. Вторая модификация моделей должна содержать более крупные — однодоменные и многодоменные частицы, что достигается механическим измельчением массивного ферромагнетика с последующим его смешением с глинистым минералом.

Модельные образцы с маггемитом и гематитом получены методом пропитки путем смачивания естественной мономинеральной глины раствором 1 или 20%-ной концентрации азотнокислого железа $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3$. Через сутки после смачивания глинистая паста высушивалась сначала при температуре 80°C в течение двух суток, а затем такой же срок при $t=200^\circ\text{C}$ для разложения азотнокислого железа. Этот способ получения окислов железа в глинистой среде имеет ряд преимуществ по сравнению с другими, известными из литературы.

Так, введение Fe из раствора FeCl_3 при нагревании приводит к частичной его возгонке и поэтому к трудностям в количественном определении адсорбированной на глинистых минералах части, а введение коллоидной $\text{Fe}(\text{OH})_3$ может привести к неоднородному распределению окислов железа. Для получения гематита образцы с маггемитом прокачивались при $t=450^\circ\text{C}$ в течение трех суток.

Однако для получения магнетита этот способ оказался несостоятельным, так как реакция получения магнетита из растворов двух- и трехвалентного железа протекает в присутствии избытка щелочи, которая может разрушить глинистые минералы. Поэтому ниже рассматриваемые образцы с маггемитом представляют собой механическую смесь глинистого минерала и синтезированного магнетита. Также по технологическим причинам модели с пирротитом были получены только в виде механических смесей.

С целью решения весьма сложной задачи — идентификации высокодисперсных ферромагнитных минералов привлекался комплекс методов, в том числе рентгеновская дифрактометрия, мессбауэровская спектроскопия, магнитные методы, метод электронного микронзонда, микродифракция электронов (электронная микроскопия). Диагностика ферромагнетика в каждой модели обычно начиналась с рентгеновского анализа, однако часто из-за ультрадисперсности объекта дифрактограммы не имели четких линий (гётит, лепидокрокит, гематит). Весьма полезным методом в этом случае оказался метод мессбауэровской спектроскопии, позволяющий идентифицировать железосодержащие минералы в сколь угодно дисперсном состоянии (рис. 8) [13].

Знание магнитных свойств синтезированных систем позволит в дальнейшем, во-первых, более качественно интерпретировать данные о магнитных свойствах реальных глин, а во-вторых, найти корреляцию между некоторыми физико-химическими и магнитными свойствами. Отыскание такого рода корреляций может быть полезным, так как в ряде случаев магнитный метод изучения глин представляется простым и надежным, с помощью которого можно получать информацию о составе и дисперсности ферромагнитных компонент, а также о текстуре и структуре глинистых грунтов.

Поэтому в данном параграфе приведены экспериментальные данные о магнитных свойствах систем: глинистый минерал+ферромагнетик, где в качестве первого компонента использовались монтмориллонит, каолинит и гидрослюда, а в качестве второго —

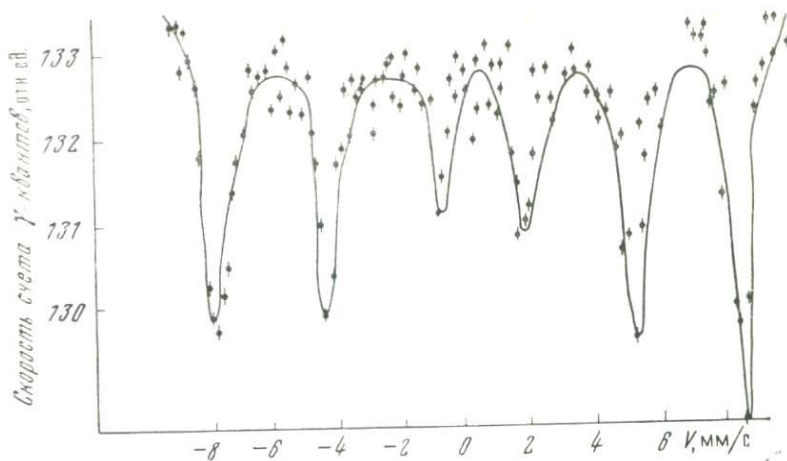


Рис. 8. Мессбауэровский спектр синтезированного маггемита (спектр снят Т. С. Гендлер)

маггемит, гематит, магнетит, гидроксид железа, лепидокрокит, гётит и пирротин.

Как следует из полученных данных, в исследуемых системах могут наблюдаться фазовые переходы двух видов. Условно один из них может быть назван фазовым переходом на суперпарамагнитном уровне, а другой — фазовым переходом в области однодоменных и многодоменных частиц. Второй из этих видов фазовых переходов изучен достаточно хорошо как в теории, так и в практике термомагнитного анализа [6, 20, 70].

Если, например, рассматривать магнетит и гематит как стабильные магнитные фазы, то такой переход из ферромагнитного состояния в парамагнитное и наоборот происходит соответственно при температуре 575°C и 675°C . Несколько сложнее обстоит дело с фазовыми переходами на суперпарамагнитном уровне. В процессе нагревания суперпарамагнитных систем, полученных методом пропитки глинистого минерала раствором $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3$, одновременно или с некоторым смещением во времени происходит несколько процессов:

1) фазовые переходы на суперпарамагнитном уровне без изменения минерального состава и укрупнения (перекристаллизации) частиц, обусловленные энергией теплового движения, которая при некоторой (блокирующей) температуре превышает магнитостатическую энергию частицы ($kT \gg \mu H$) и переводит ее из ферромагнитного состояния в парамагнитное;

2) укрупнение и перекристаллизация частиц;

3) фазовый переход на суперпарамагнитном уровне с изменением минерального состава суперпарамагнитной частицы, например $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ переход.

В качестве примера фазового перехода без изменения минерального состава можно указать на данные, полученные на систе-

ме каолинит+20% α -Fe₂O₃ (рис. 9). В интервале низких температур эта система обладает парамагнитными свойствами, которые характеризуются эмпирической формулой

$$\chi = \frac{6056 \cdot 10^{-3}}{T + 204}.$$

Единственным фактом, свидетельствующим о наличии α -Fe₂O₃, служит величина $\Theta = -204^\circ\text{C}$ (зависимость $I/\lambda - T$). В интервале положительных температур фиксируется резкий перегиб зависимости ($I/I_0 - t$) при $t \sim 250^\circ\text{C}$. Поскольку в данной системе заведомо имеется гематит (о чем также свидетельствует практическое совпадение кривой нагревания и охлаждения), то такое изменение намагниченности может быть связано с переходом ферро-пара-на суперпарамагнитном уровне. Принимая $t = 250^\circ\text{C}$ за блокирующий, можно подсчитать, что средний радиус частиц гематита должен быть 30 Å.

Иллюстрацией фазового перехода с изменением минерального состава может служить система каолинит+20% γ -Fe₂O₃ (рис. 10). Из рис. 10 следует, что кривая I/I_0 состоит из двух ветвей (1 — до 300°C и 2 — выше 300°C), причем каждая из ветвей приближенно описывается законом Кюри—Вейсса, но с разными параметрами C и Θ . Вторая ветвь ($>300^\circ\text{C}$) характеризуется отрицательными значениями Θ , что обычно свидетельствует о наличии антиферромагнетика (α -Fe₂O₃).

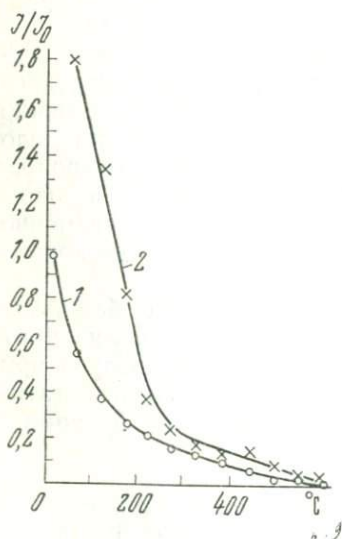


Рис. 9. Термомангнитная кривая системы каолинит+20% α -Fe₂O₃: 1 — нагревание; 2 — охлаждение

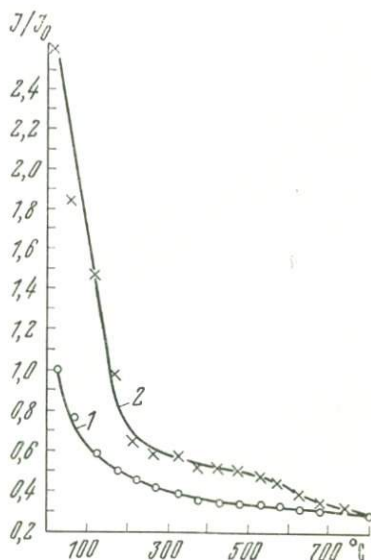


Рис. 10. Термомангнитная кривая системы каолинит+20% γ -Fe₂O₃: 1 — нагревание; 2 — охлаждение

Таким образом, как и в случае чистого $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, $\gamma \rightarrow \alpha$ -переход частично происходит в системе каолинит+20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, начиная с температуры $\approx 300^\circ\text{C}$. При этом частицы γ - и α -форм находятся в суперпарамагнитном состоянии и поэтому зависимость $(\chi-t)$ достаточно близка к закону Кюри—Вейсса с учетом фазового перехода $\gamma \rightarrow \alpha$ при $t \sim 300^\circ\text{C}$. Кривые термомагнитного анализа систем каолинит+1% или 20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ свидетельствует о пара-(суперпарамагнетизме), что также подтверждается расчетами по магнитной гранулометрии, произведенными по формулам Бина и Джекобса [91], которые дают несколько заниженные значения $R(\text{Å})$, так как точное определение объемной доли γ -формы и α -формы выполнить трудно, и, кроме того, при концентрации 20% накладывается дополнительный фактор, связанный с магнитным взаимодействием частиц-соседей. Так, для системы каолинит+20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ средний радиус суперпарамагнитных частиц оказался 3,8—4,3 Å, а для системы каолинит+1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ —2,4 Å, что заведомо свидетельствует об их парамагнетизме вследствие молекуляризованного состояния адсорбированного вещества.

В других случаях (бентонит+1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) фазовый переход развивается с одновременным увеличением размера частиц и их минералогическим превращением. На рис. 11 показана обратная ветвь охлаждения. При температуре больше 700°C она занимает верхнюю позицию относительно кривой нагрева, что объясняется укрупнением частиц в процессе нагрева и $\gamma \rightarrow \alpha$ переходом. В соответствии с теорией Нееля [20] восприимчивость суперпарамагнитных частиц антиферромагнетика может быть существенно больше, чем для массивного антиферромагнетика — суперантиферромагнетизм. Аналогичное завышение удельной магнитной восприимчивости (рис. 12) указывает на отклонение от закона Кюри—Вейсса после того, как образец был нагрет до 800°C . Смещение обратной ветви вверх по ординате для гематита после нагрева до 700°C отмечалось Шевалье [93]. Поэтому несмотря на то, что ветвь нагревания условно можно назвать «маггемитовой», а ветвь охлаждения — «гематитовой», «гематитовая» ветвь занимает более высокое положение, так как размер частиц гематита по данным магнитной гранулометрии увеличивается почти в 3 раза по сравнению с исходными частицами маггемита ($d=36,4 \text{ Å}$ и 13 Å соответственно). Хорошее соответствие поля экспериментально полученных точек закону Кюри—Вейсса подтверждается зависимостью

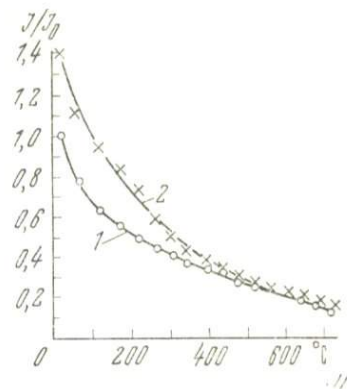


Рис. 11. Результаты термомагнитного анализа системы бентонит+1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$:
1 — нагревание; 2 — охлаждение

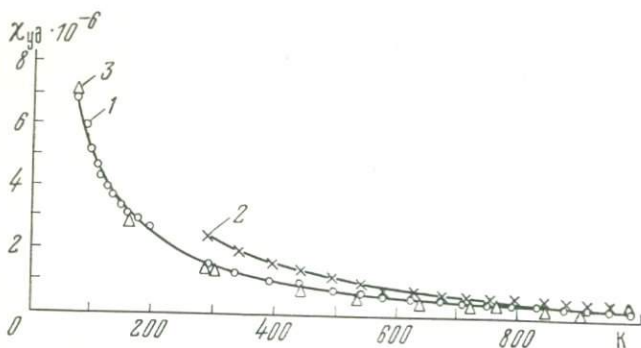


Рис. 12. Зависимость удельной магнитной восприимчивости от температуры образца: монтмориллонит +1% γ - Fe_2O_3 : 1 — нагревание; 2 — охлаждение; 3 — расчетная кривая

($1/\chi - T$), где все точки в интервале температур от 300 К до 800 К лежат на прямой. Отклонение точек от линейной зависимости в области $T > 800$ К связано либо с удалением групп ОН, либо с относительно невысокой точностью измерений при этих температурах. Показательно, что аналогичная зависимость, полученная при низких температурах (77—300 К), представлена прямой, проходящей через начало координат (рис. 13), что соответствует идеальному парамагнетизму.

Все вышеизложенное подтверждает, что в зависимости от типа подложки в виде того или иного глинистого минерала, от начального размера суперпарамагнитных частиц, их концентрации, величины вакуума, скорости нагревания, после одного цикла нагрева от комнатной температуры до 800°С можно получить систему с существенно различными магнитными свойствами.

По имеющимся данным (каолинит + 20% γ - Fe_2O_3 , гидрослюда + 20% γ - Fe_2O_3) можно утверждать, что роль подложки в виде глинистого минерала в случае маггемита сводится к повышению температуры фазового перехода вплоть до 800°С, т. е. вплоть до сохранения маггемита как в вакууме, так и на воздухе при этой температуре. В отличие от чистого синтезированного маггемита, который полностью переходит в α -форму, начиная с $t = 300$ —315°С, в ассоциации с каолинитом маггемит частично сохраняется. Однако по теории Нееля о суперантиферромагнетизме вопрос о том, с чем связан фазовый переход, с частично сохранившимся маггемитом или с гематитом в суперантиферромагнитном состоянии, остается открытым.

С другой стороны, имея в виду некоторое распределение частиц по размеру с перекрытием как суперпарамагнитной области, так и однодоменной, а также укрупнение и перекристаллизацию частиц в процессе нагрева, можно сделать вывод о фазовом переходе по «схеме относительно крупных частиц» (20% γ - Fe_2O_3 на бентоните) и о фазовом переходе по «схеме относительно мелких

частиц (20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ на каолините, 1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ на бентоните). «Схема крупных частиц» предполагает обязательное наличие в системе какого-то количества однодоменных или даже многодоменных частиц, которые в случае маггемита необратимо переходят в α -форму и, соответственно, величина I/I_0 на кривой охлаждения существенно уменьшается. «Схема мелких частиц» предполагает наличие в системе только суперпарамагнитных частиц, которые, даже укрупняясь с ростом температуры, не достигают однодоменного размера. Здесь в соответствии с укрупнением частиц и в некоторых случаях в связи с эффектом суперантиферромагнетизма величина I/I_0 увеличивается на ветви охлаждения по сравнению с ветвью нагрева. Во всех случаях при 1%-ной концентрации $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ система является типично суперпарамагнитной. При 20%-ной концентрации $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ наряду с суперпарамагнитными частицами появляются и однодоменные, количество которых увеличивается в процессе нагревания. Появление однодоменных и, возможно, многодоменных частиц фиксируется по $\gamma \rightarrow \alpha$ переходу, точкам Кюри, а также по виду зависимости ($I_{уд} - H/T$) (рис. 14). На рис. 14 показаны экспериментальные значения намагниченности, полученные при разных температурах, они не лежат на одной кривой, как это следовало бы ожидать для суперпарамагнитной системы. Эти системы ведут себя по «схеме крупных частиц» и характеризуются четко выраженными температурами фазовых переходов, обусловленных $\gamma \rightarrow \alpha$ переходом, блокирующей температурой и температурой Кюри.

В связи с некоторым распределением частиц по размеру может произойти несовпадение температур фазового превращения на кривых нагревания и охлаждения (бентонит + 20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Это может быть обусловлено тем, что в первую очередь $\gamma \rightarrow \alpha$ превращению подвергаются относительно крупные частицы (в пределах однодоменной и многодоменной области), а затем уже более мелкие. Согласно этому механизму может оказаться, что температура фазового превращения на кривой нагревания несколько выше, чем

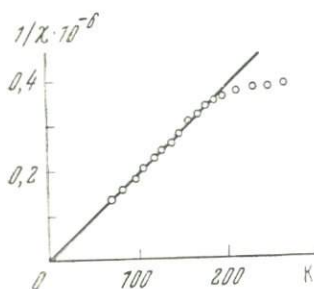


Рис. 13. Зависимость $1/\chi$ от температуры системы бентонит + 1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$

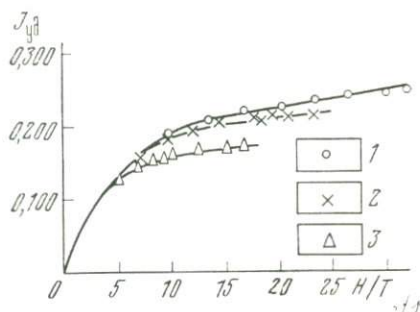


Рис. 14. Зависимость удельной намагниченности от H/T (бентонит + 20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$): 1 — 528 К; 2 — 422 К; 3 — 298 К

на кривой охлаждения (при условии частичного сохранения γ - Fe_2O_3 в процессе нагревания). Весьма интересно, что температура начала фазового $\gamma \rightarrow \alpha$ перехода определяется типом глинистого минерала и соответственно составляет: для каолинита 225—250°С, бентонита 400—450°С и гидрослюды 500°С. Механизм смещения температуры, по-видимому, определяется средним размером адсорбированных частиц γ - Fe_2O_3 , который, в свою очередь, определяется степенью физико-химической адсорбционной активности глинистого минерала. Действительно, средний эффективный радиус частиц маггемита, адсорбированных на поверхности глинистых минералов, по данным магнитной гранулометрии составляет: на каолините — 2,4 Å, бентоните — 6,5 Å, гидрослуде — 10,5 Å. Соответственно для гематитовых частиц: на каолините — 13,5 Å, бентоните — 18,4 Å, гидрослуде — 26,1 Å. На некоторых системах (бентонит + 1% α - Fe_2O_3), а также для естественных мономинеральных глин при температуре свыше 300—400°С наблюдается смещение прямой ($1/\chi - T$) параллельно самой себе, что может быть связано с некоторой структурной перестройкой глинистого минерала и потерей ОН-групп. Однако этот эффект подлежит дальнейшему уточнению.

Вопрос об окислительно-восстановительных реакциях суперпарамагнитных систем, в которых ферромагнетик адсорбирован на алюмосиликатном минерале, непосредственно связан с природой фазовых превращений. Из полученных данных следует, что окислительно-восстановительная реакция в ряду магнетит—маггемит—гематит на суперпарамагнитном уровне также может зависеть от типа подложки. Особенно ярко это заметно на замедлении или даже полном прекращении окисления маггемита и магнетита при наличии глинистого минерала. Кроме чисто механического экранирования ферромагнетика глинистым минералом, механизм этого явления может быть обусловлен также изменением величины энергии связи кислорода, находящегося в решетке окиси железа, с катионом железа за счет энергетического воздействия со стороны решетки глинистого минерала. Если такой механизм существует, то он удовлетворительно сможет объяснить наблюдаемые различия в температурах фазовых переходов, обусловленных наличием в системе глинистых минералов. Этот механизм предполагает как чисто энергетический аспект, так и воздействие на окислительно-восстановительную реакцию через величину парциального давления кислорода.

В некоторых случаях по данным магнитной гранулометрии можно судить о наличии агрегированности (кластеров) суперпарамагнитных частиц, произведя измерения и соответствующий расчет размера частиц при различной напряженности магнитного поля.

Степень агрегированности суперпарамагнитных частиц, с одной стороны, определяется начальной концентрацией раствора $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3$, а с другой стороны — физико-химическими свойствами глинистого минерала. Так, на системе бентонит + 1% γ - Fe_2O_3 с

ростом температуры не происходит агрегации частиц в отличие от 20%-ной концентрации. По-видимому, это обстоятельство объясняется незначительным количеством введенного исходного $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ для последующей его кристаллизации и укрупнения как частиц, так и агрегатов с ростом температуры. В применении к системе бентонит+20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, к сожалению, расчеты размера частиц на основе магнитных измерений не являются корректными и не могут быть выполнены, так как концентрация ферромагнитных частиц слишком высока, что приводит к их магнитному взаимодействию и по этому уравнение Ланжевена для гранулометрических целей не применимо. Тем не менее, качественные оценочные подсчеты указывают, во-первых, на наличие агрегированности частиц (в среднем агрегат состоит из 1,5—2 частиц) и, во-вторых, на рост как самих частиц, так и их агрегатов с увеличением температуры. Особенно интенсивно размер частиц увеличивается на начальной стадии нагрева (до 350°С). Можно полагать, что интенсивность укрупнения частиц, скорость реакции $\gamma \rightarrow \alpha$ перехода может зависеть также и от скорости нагрева. Если процесс нагрева исходного образца с маггемитом производится медленно (скорость 10 градус/мин), то происходит перекристаллизация и рост маггемита. Поэтому в таком случае $\gamma \rightarrow \alpha$ реакции предшествует укрупнение частиц, которые, прежде чем перейти в гематит, могут вырасти до однодоменного или более крупного размера. При быстром нагревании такого же образца $\gamma \rightarrow \alpha$ переход начинается одновременно с ростом частиц, в связи с чем конечный размер частиц гематита должен быть меньше, чем в первом случае.

Результаты магнитной гранулометрии на системе гидрослюда +1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ показывают, что суперпарамагнитные частицы маггемита в рассматриваемой системе не агрегированы и их размер не увеличивается при нагревании системы до 800°С. То же самое происходит и при увеличении концентрации $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ до 20%.

Анализ значений $\chi_{\text{уд}}$ и параметров C и Θ уравнения Кюри—Вейсса для каждого из трех адсорбированных ферромагнетиков приводит к результатам, приведенным в табл. 6. Если считать, что для антиферромагнетиков в большинстве случаев $\Theta < 0$ [26], а для ферромагнетиков $\Theta > 0$, то в случае гематита, адсорбированного на каолините и бентоните Θ , параметр Θ действительно имеет отрицательные значения в области отрицательных температур и положительные значения в области положительных, что соответствует известным данным относительно антиферромагнетизма гематита ниже 250 К и слабого ферромагнетизма выше этой температуры. Однако на гидрослуде независимо от температурного интервала Θ всегда меньше 0, что пока трудно объяснить с вышеуказанных позиций. Показательно, что в случае маггемита наблюдается такая же картина в отношении значений Θ , хотя для чистого маггемита $\Theta > 0$.

Однако магнитные данные и мессбауэровские спектры (см. рис. 8) указывают на наличие примеси гематита к маггемиту.

Удельная магнитная восприимчивость, параметры закона Кюри-Вейсса и средний размер частиц суперпарамагнетика

№ п/п	Система глинистый минерал + ферромагнетик	Удельная магнитная восприимчи- вость, $t=25^{\circ}\text{C}$ $\chi \cdot 10^{-6}$	Параметры закона Кюри - Вейсса		Средний радиус частиц*, Å
			$C \cdot 10^{-6}$	$\theta, ^{\circ}\text{C}$	
1	Каолин просяновский (в пересчете на пара- магнитное состояние)	0,6	56,44	+247	
2	Каолин просяновский ($T=77-300\text{ K}$)	1,72	817	-177	
3	Каолин просяновский + +1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=$ $=77-300\text{ K}$)	1,10	378	-43	2,42
4	Каолин просяновский + +1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=$ $=300-1000\text{ K}$)	0,55	35	+235	
5	Каолин просяновский + +20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=$ $=77-300\text{ K}$)	10,58	4 298	-133	
6	Каолин просяновский + +20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=$ $=300-1000\text{ K}$)	4,69	648	+157	4,31
7	Бентонит огланлинский (в пересчете на пара- магнитное состояние)	1,23	127	+195	
8	Бентонит огланлинский ($T=100-1000\text{ K}$)	1,3	306	+61	
9	Бентонит огланлин- ский +1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=100-1000\text{ K}$)	1,7	436	+14	6,5
10	Бентонит огланлин- ский + 20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77-300\text{ K}$)	3,1	2 600	-	
11	Бентонит огланлин- ский + 20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=100-1000\text{ K}$)	13,5	6 210	-162	5,9-7,9
12	Гидрослюда, г. Ленин- град ($T=77-300\text{ K}$)	13,82	4 313	-14	-
13	Гидрослюда ($T=100-$ -1000 K)	11,14	2 618	+63	-
14	Гидрослюда +1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77-300\text{ K}$)	11,47	4 672	-109	10,52
15	Гидрослюда +1% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=300-$ -1000 K)	8,39	2 442	0	-
16	Гидрослюда +20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77-300\text{ K}$)	30,42	15 700	-218	-
17	Гидрослюда +20% $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ нагрев	8,71	5 408	-	-
	охлаждение	3,77	1 783	-175	6,31-7,9
18	Каолин 1% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77-300\text{ K}$)	1,07	332	-11	-

№ п/п	Система глинистый минерал + ферромагнетик	Удельная магнитная восприимчи- вость, $t=25^{\circ}\text{C}$ $\chi \cdot 10^{-6}$	Параметры закона Кюри – Вейсса		Средний радиус частиц [*] , Å
			$C \cdot 10^{-6}$	$\theta, ^{\circ}\text{C}$	
19	Каолин +1% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($t=100\text{--}800^{\circ}\text{C}$)	0,9	61	-259	13,5
20	Каолин +20% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	12,06	6 056	-204	8,2
21	Каолин +20% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=300\text{--}500\text{ K}$)	12,42	1 217	+200	—
22	Бентонит +1% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	2,39	690	+9,5	18,4
23	Бентонит +1% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($t=100\text{--}1000^{\circ}\text{C}$)	2,25	366	+135	—
24	Бентонит +20% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	14,20	7 701	-269	9,2
25	Гидрослюда +1% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	9,4	3 415	-65	26,1
26	Гидрослюда +1% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=300\text{--}$ $\text{--}1000\text{ K}$)	8,6	3 476	-124	9,6
27	Гидрослюда +20% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	9,97	3 741	-77	—
28	Гидрослюда +20% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($t=100\text{--}$ $\text{--}1000^{\circ}\text{C}$)	7,23	1 069	-150	—
29	Каолин +1% Fe_3O_4 ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	7,25	3 417	-173	7,2
30	Каолин +20% Fe_3O_4 ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	171	95 732	—	7,1
31	Бентонит +1% Fe_3O_4 ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	8,33	2 868	-46	8,3
32	Бентонит +1% Fe_3O_4 ($T=100\text{--}1000\text{ K}$)	Ферромагнетик $t_c=500^{\circ}\text{C}$			
33	Бентонит +20% Fe_3O_4 ($t=100\text{--}1000^{\circ}\text{C}$)	Ферромагнетик $t_c=600^{\circ}\text{C}$			
34	Гидрослюда +1% Fe_3O_4 ($T=77\text{--}300\text{ K}$)	19,07	6 867	-62	5,8
35	Гидрослюда +1% Fe_3O_4 ($t=100\text{--}1000^{\circ}\text{C}$)	19,58	488	+273	—

* Размеры частиц при 20%-ной концентрации в действительности имеют большие значения, чем приведенные данные, полученные методом магнитной гранулометрии.

Поэтому можно полагать, что значения $\theta < 0$ в интервале 77—300 К обязаны гематиту.

Если считать, что такие минералы, как магнетит и маггемит, согласно Неелю [20, 46], в суперпарамагнитном состоянии могут быть как ферромагнитными, так и антиферромагнитными в зависимости от числа элементарных слоев в тонкодисперсной частице, то можно предполагать, что эффект четности-нечетности слоев может определяться свойствами подложки. Поскольку на каолиновой и гидрослюдистой подложке размер частиц магнетита

минимальный, то поэтому здесь Θ может быть как больше, так и меньше 0. В случае бентонита отдельные частицы магнетита вырастают до однодоменного размера и свойства такой системы являются типично ферромагнитными.

§ 3. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГЛИН РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Исходя из самых общих теоретических соображений, можно предполагать наличие специфических особенностей магнитных свойств глин в зависимости от их генезиса. Эти особенности могут быть связаны с различиями в источнике поступления ферромагнитного компонента, форме миграции железосодержащих соединений, окислительной обстановке, характере и интенсивности диа- и эпигенетических изменений и т. д. В этой связи здесь на основе результатов термомагнитного анализа, описания рудных минералов в шлифах и аншлифах и других дополняющих методов исследования дается анализ магнитных свойств основных генетических типов глинистых пород. В частности, приводится характеристика современных морских осадков, относительно древних морских отложений, современных озерных отложений, аллювия, элювия, делювия.

СОВРЕМЕННЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Современные морские отложения из р-на г. Мурманска представлены по гранулометрическому составу супесчаной разностью. Все образцы, отобранные по вертикальному разрезу, мощностью 10 м, обладают практически одинаковыми магнитными свойствами, которые характеризуются наличием магнитной фазы с точкой Кюри $\sim 570^\circ\text{C}$, что указывает на наличие магнетита. Несмотря на то что нагревание и охлаждение образцов производилось в вакууме, после первого нагрева магнитная фаза разрушается (окисляется) почти полностью, что говорит, по-видимому, об очень чувствительной нестабильной разности титаномагнетита, которая возможно, имеет избыток кислорода в решетке, приближаясь к линии $\text{FeTiO}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3$ на диаграмме титаномагнетитов. По-видимому, в процессе нагрева реакция протекает в следующей последовательности: титаномагнетит—титаномаггемит—гематит.

В образцах с глубины от 5,6 до 10 м, кроме вышеописанной, отмечается наличие второй магнитной фазы с точкой Кюри $350\text{—}400^\circ\text{C}$ (рис. 15). Учитывая наличие в образцах титана и рутила (TiO_2), можно полагать, что эта фаза также представлена титаномагнетитом, но с большим содержанием Ti по сравнению с первой фазой, что и является причиной относительно низкой температуры Кюри.

СОВРЕМЕННЫЕ ОСАДКИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Современные осадки Черного моря отличаются некоторой изменчивостью магнитных свойств по простиранию, что обусловлено, главным образом, разницей в скорости осадконакопления и составом поступающего терригенного материала. Образцы этих отло-

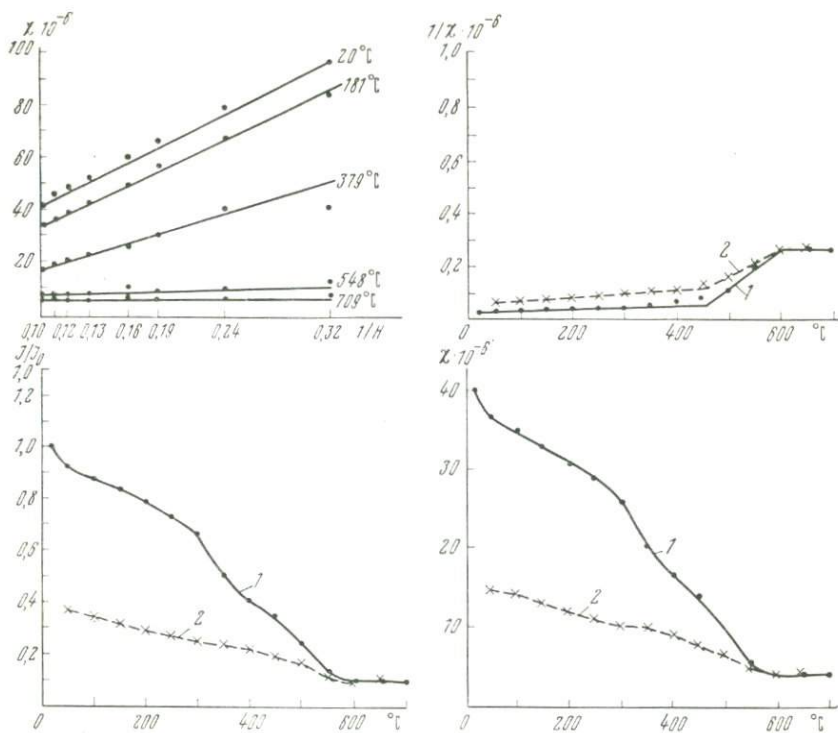


Рис. 15. Результаты терромагнитного анализа современных морских отложений из района г. Мурманска. Измерения выполнены в вакууме
1 — нагревание; 2 — охлаждение

жений обладают ферромагнитным компонентом, что наглядно демонстрируется зависимостью $\chi-1/H$. Кроме имеющейся магнитной фазы, в процессе нагрева в вакууме, начиная с $t=250^\circ\text{C}$, возникает другая фаза с точкой Кюри $\sim 650^\circ\text{C}$, что также фиксируется по увеличению угла наклона кривой зависимости $\chi-1/H$. Поскольку в шлифах установлено значительное количество гидротронлита, то можно предполагать, что именно этот минерал окисляется в гематит.

В других образцах также отмечается наличие ферромагнетика по зависимости ($\chi-1/H$), а формирование новой фазы в процессе нагрева, начиная с 250°C , проявляется гораздо интенсивнее, чем в предыдущем случае. Однако возникшая фаза нестабильна и почти сразу же переходит в $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, что регистрируется кривой охлаждения, представляющей собой типичную кривую гематита.

СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Магнитная фракция в осадках Каспийского моря отмечается с помощью функции $\chi=\varphi(H)$. Однако в результате нагревания новой фазы не возникает, а, напротив, отмечается уменьшение

I/I_0 до 0,8. Тем не менее на кривых нагрева и охлаждения не фиксируется точек Кюри ниже 600°C , что указывает на преимущественно гематитовый состав ферромагнетика. При повторном нагревании новая фаза в существенной мере разрушается и по этой причине можно полагать, что она представляет собой замещенный маггемит, так как, во-первых, ее точка Кюри больше 600°C , а во-вторых, эта фаза не стабильна и поэтому она не может быть гематитом. В параллельных образцах этой же глины возможно наличие гематита в соответствии с зависимостью $\chi-1/H$, точкой Кюри около 650°C и обратимого характера кривых нагревания и охлаждения.

В заключение характеристики современных морских отложений остановимся на описании двух образцов¹, отобранных в пелагических областях океана. Первый из них представляет собой глубоководную глину из Целебесского моря, отобранную на глубине 5050 м. Здесь по характеру зависимости ($\chi-1/H$) отмечается присутствие магнетита ($T_c=567^\circ\text{C}$). В результате нагревания в вакууме магнетит частично разрушается и поэтому I/I_0 снижается в конце цикла охлаждения до 0,4, а χ соответственно с $49 \cdot 10^{-6}$ до $21,2 \cdot 10^{-6}$ CGSM. На втором цикле нагревание — охлаждение магнетитовая фаза фиксируется снова по T_c и ($\chi-1/H$), причем кривая охлаждения, в отличие от первого цикла, совпадает с кривой нагревания, что свидетельствует о достижении стабильности магнетитовой фазы.

Второй образец, представляющий собой слабоизвестковистую пелагическую глину из Южно-Китайского моря, отобранную на глубине 2800 м, при комнатной температуре является парамагнитным ($\chi \neq \varphi(H)$). Новая магнитная фаза возникает при нагреве в вакууме, начиная с $t=350^\circ\text{C}$, и имеет температуру Кюри 620°C . Интенсивное образование этой фазы четко фиксируется на кривой охлаждения (I/I_0-T).

МЕЗОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЛИНЫ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Магнитные измерения выполнены на образцах² глин мезозоя и палеозоя, отобранных в центральной части Московской синеклизы на глубинах от 800 до 3200 м. По цвету все изученные образцы разделяются на красноцветные и сероцветные, что в конечном счете достаточно хорошо коррелирует с их магнитными свойствами. По преобладающему глинистому минералу образцы подразделены на 4 группы: гидрослюдистые, гидрослюдисто-каолинитовые, гидрослюдисто-хлоритовые, каолинит-гидрослюдистые. Главным образом по результатам магнитных измерений, во-первых, определена зависимость магнитных свойств глин от вида преобладающего глинистого минерала и, во-вторых, прослежено изменение магнитных

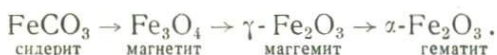
¹ Автор приносит благодарность за предоставление образцов С. С. Фаустову.

² Автор благодарит Э. А. Кривошееву за предоставленные образцы.

свойств для каждой из выделенных групп глин в зависимости от глубины их залегания.

Для всех красноцветных образцов первой группы (гидросланца) характерно наличие зависимости величины магнитной восприимчивости от напряженности магнитного поля, которая исчезает при температуре около 670°С, что однозначно указывает на присутствие в магнитной фракции гематита. При этом наклон кривой χ от $1/H$ в интервале 25—500°С остается практически постоянным, а при охлаждении образца наклон прямой несколько возрастает, что, по-видимому, указывает на возникновение в процессе нагрева новой магнитной фазы, более сильной, чем гематит.

Магнитные свойства сероцветных образцов этой же группы существенно отличаются от красноцветных. Для них характерно отсутствие зависимости магнитной восприимчивости от напряженности поля в интервале температур от комнатной до 300°С. При температуре больше 300°С появляется сильная ферромагнитная фаза независимо от того, нагревается образец в вакууме (10^{-3} мм рт. ст.) или на воздухе. Можно предполагать, что возникновение новой фазы связано с наличием в исходных образцах сидерита (FeCO_3), установленного в шлифах, который при нагревании разлагается последовательно по следующей схеме:



При этом, зависимость χ от температуры различна для разных сероцветов (см. рис. 17). Так, несмотря на то, что во всех случаях по данным шлифов в качестве новой фазы образуется замещенный магнетит, для мергелистых образцов глин с преимущественно гидросланцевидным составом кривая ($\chi-T$) плавно падает с ростом температуры. Для некарбонатных образцов смешанного глинистого состава происходит резкое уменьшение χ лишь непосредственно вблизи точки Кюри, что характерно для магнетита. Причина такого различия связана с наличием карбонатов в первом случае, которых, по наблюдениям в шлифах и данным химического анализа, более 40%. В составе карбонатов не исключено наличие сидерита, который, разлагаясь вместе с пиритом в интервале температур 350—450°С, с одной стороны, дает начало магнетиту, а с другой — выделяя CO_2 , существенно изменяет окислительно-восстановительную среду того же магнетита, «смягчая» окислительный процесс. Из этого примера наглядно видна роль «немагнитного окружения» на формирование и изменение магнитных фаз в процессе нагревания при прочих равных условиях. Наличие нескольких магнитных фаз, возникающих при нагревании, подтверждается изменением цвета образцов в процессе нагревания, который сначала становится почти черным ($\text{Fe}_3\text{O}_4 + \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), а затем желтовато-серым ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Возникновение магнетита в процессе нагревания подтверждается исчезновением зависимости χ от H при температуре около 570°С.

Для красноцветных образцов, обладающих зависимостью χ от H , можно выделить часть магнитной восприимчивости, не зависящую от напряженности поля (вклад парамагнитных компонентов) путем экстраполяции графика χ от $1/H$ при $H \rightarrow \infty$. Величины этих значений вместе со значением $\chi_{уд}$ для сероцветов для всех четырех групп представлены в табл. 7.

Таблица 7

Удельная магнитная восприимчивость ($\chi \cdot 10^{-6}$) и параметр $\theta^\circ\text{C}$ ($t=25^\circ\text{C}$)

Глубина, м	Гидрослюда		Гидрослюда + каолинит		Гидрослюда + хлорит		Каолинит + гидрослюда	
	χ	θ	χ	θ	χ	θ	χ	θ
1150	6,8 к*	-11						
1340	6,8 с**	+65	8,2 к	+17				
1450	5,6 с	+65	7,1 к	+17				
1600	7,6 к	+21	7,1 к	+17	5,8 с	+61		
2100—2200	6,8 к	-11	8,8 к	+17	7,8 к	-115		
2300—2400			9,1 к	+17	6,1 к	-227	5,5 к	-39
2700			9,8 с	+57			7,3 с	+73
2900			7,5 с	+41				

* к — красноцветы.

** с — сероцветы.

Из анализа данных этой таблицы следует, что для образцов первой группы (гидрослюда) и третьей (гидрослюда + хлорит) максимальное значение магнитной восприимчивости отмечается на глубине около 1600 м — $7,6 \cdot 10^{-6}$ и $7,8 \cdot 10^{-6}$ см³/г соответственно. Увеличение значений χ на этой глубине, возможно, может быть связано с «некоторой перестройкой структуры глинистых минералов». По данным З. А. Кривошеевой и других исследователей, содержание неустойчивых глинистых минералов типа монтмориллонита уменьшается и за их счет увеличивается количество гидрослюды.

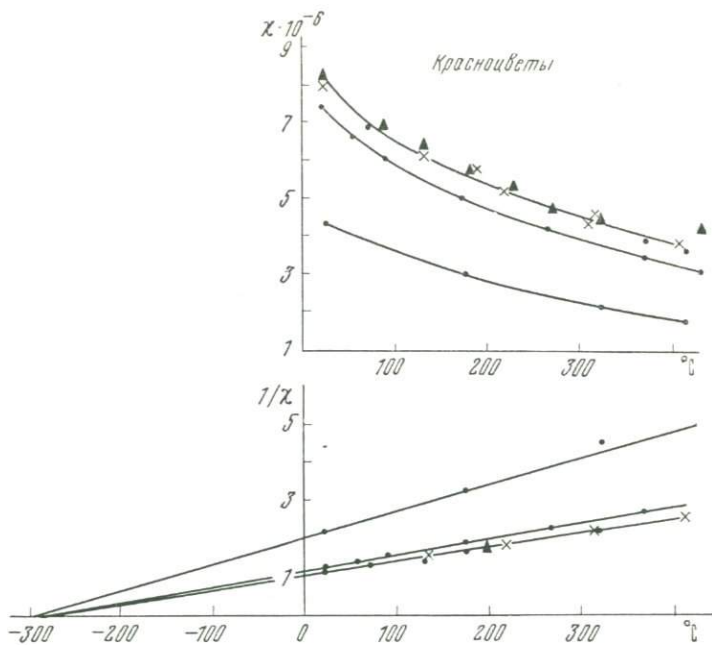


Рис. 16. Результаты термоманнитного анализа красноцветных образцов. Условные обозначения соответствуют лабораторным номерам образцов

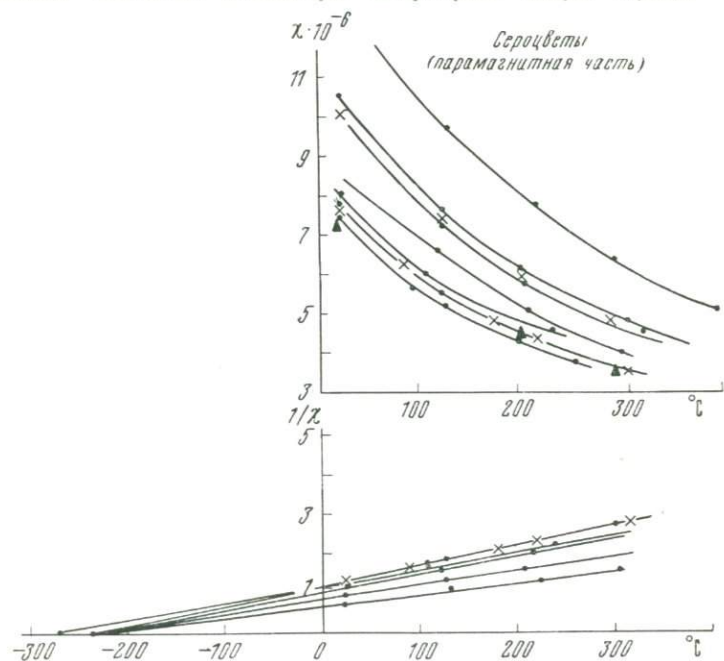


Рис. 17. Результаты термоманнитного анализа сероцветных образцов. Условные обозначения соответствуют лабораторным номерам образцов

Если проследить изменение параметра Θ в уравнении Кюри—Вейсса

$$\chi = \frac{C}{T - \Theta}$$

с глубиной, то для гидрослюдистой группы образцов в интервале от 1340 до 2200 м наблюдается его уменьшение от $+65^\circ$ до -11° . Естественно, что последнее значение Θ связано с наличием гематита, однако изменение Θ может быть обусловлено также некоторой перестройкой решетки самой гидрослюды, хотя прецизионный рентгеноструктурный анализ не установил каких-либо структурных изменений в решетке гидрослюды в отличие от данных по микродифракции электронов. Анализ соотношения наличия сероцветных и красноцветных образцов по глубине их залегания приводит к мысли о том, что с увеличением глубины примерно от 1600 м вероятность появления красноцветов увеличивается, что, возможно, может быть связано с наличием здесь оптимальных условий для выделения Fe из решеток силикатов с последующим образованием $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Интересен тот факт, что при доминировании в глинах гидрослюды добавление к ней другого глинистого минерала (каолинита, хлорита) увеличивает глубину этого процесса. Однако этот момент, представляющий несомненный интерес для теории диа- и катагенеза, нуждается в дополнительной проверке и уточнении.

Если в целом проанализировать данные табл. 7 по значениям Θ , то оказывается, что все сероцветы имеют $\Theta > 0$, а большинство красноцветов $\Theta < 0$, что объясняется наличием гематита (рис. 16 и 17).

Абсолютные значения χ для второй группы (гидрослюда + каолинит) несколько выше, чем для чистой гидрослюды, что трудно объяснить, так как собственная магнитная восприимчивость каолинита существенно меньше ($1-2 \cdot 10^{-6}$), чем у гидрослюды ($6-8 \cdot 10^{-6}$). Величина магнитной восприимчивости в данном случае практически не зависит от глубины залегания образца. Можно лишь выделить «минимальные» значения χ на глубине 1450 и 2900 м. Все красноцветы этой группы имеют одинаковые значения Θ , у сероцветов Θ изменяется от 40 до 60 К. Для третьей группы образцов (гидрослюда + хлорит) в случае красноцветов характерны высокоотрицательные значения Θ , что может быть обусловлено более оптимальными условиями для образования и существования гематита за счет хлорита как возможного «поставщика» ионов Fe.

Итак, для большинства красноцветных образцов $\Theta < 0$ и, наоборот, для всех сероцветных образцов $\Theta > 0$.

ЮРСКИЕ ГЛИНЫ ($J_3^{\text{ок-}v_2}$) РАЙОНА Г. МОСКВЫ

На образцах нескольких скважин, глубиной до 20 м, пробуренных в р-не г. Москвы, выполнен полный комплекс термомангнитных измерений.

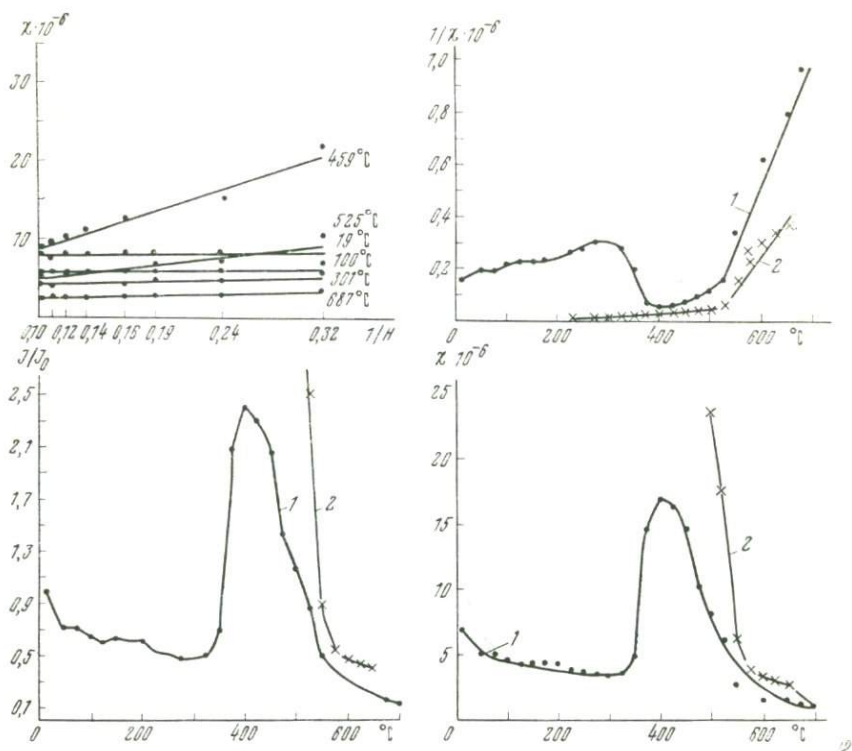


Рис. 18. Результаты терромагнитного анализа юрских глин (район г. Москвы). Измерения выполнены в вакууме $H=3100\text{Э}$:
1 — нагревание; 2 — охлаждение

Магнитные свойства юрских глин весьма однообразны как по вертикальному разрезу (в пределах верхних 20 м от поверхности), так и по простиранию. Все образцы без исключения в интервале температур от комнатной до $350\text{--}400^\circ\text{C}$ ведут себя как типичный парамагнетик. Это хорошо фиксируется зависимостями $(\chi-1/H)$ и (I/I_0-T) . Однако в процессе нагрева как в вакууме, так и на воздухе начиная с 350°C возникает очень сильная магнитная фаза с точкой Кюри около 570°C , что указывает на возникновение магнетита в результате окисления пирита, наличие которого установлено в шлифах и аншлифах (рис. 18). Максимум пика кривой (I/I_0-T) обычно приходится на 450°C . При нагревании образца в вакууме новая фаза обычно сохраняется и фиксируется на кривой охлаждения, в то время как при нагреве на воздухе до 700°C она почти полностью разрушается в течение первого цикла нагревания. Однако при нагревании на воздухе новая фаза образуется более интенсивно и в большем количестве, о чем можно судить по величине максимумов на кривой (I/I_0-T) . Магнитные свойства глин имеют единственное отличие от предыдущих образцов в связи

с наличием ферромагнетика на глубине 17 м, что фиксируется зависимостью ($\chi-1/H$).

При разделении образцов юрских глин на фракции $<1\mu$ и $>1\mu$ каких-либо различий в магнитных свойствах не установлено, что позволяет полагать о развитии окислительных процессов пирита как в песчано-пылеватой, так и глинистой фракции, что кстати, независимо подтверждается данными анализа аншлифов, по которым размер частиц пирита колеблется от 0,2 мм до $<1\mu$.

МАЙКОПСКИЕ ГЛИНЫ КРЫМА И КАВКАЗА

Образцы майкопских глин, отобранные в скважине глубиной до 2600 м на шельфе Черного моря, по магнитным свойствам очень близки к вышеописанным юрским глинам в р-не Москвы. Так же как и юрские глины, они в интервале температур от 20 до 350—400°С являются парамагнитными. Новая магнитная фаза магнетитового состава появляется при нагревании в вакууме в результате окисления пирита, зерна которого хорошо наблюдаются в шлифах в виде гнезд в тонкорассеянном состоянии. Новая магнитная фаза всегда сохраняется на стадии охлаждения образца. Точка Кюри новообразованной фазы — 560—570°С. Иногда отмечается вторая фаза (аналогично образцу из района Мурманска) с точкой Кюри $\sim 400^\circ\text{C}$. Максимальное образование новой ферромагнитной фазы приурочено к глубине 1300—1400 м, о чем можно судить по зависимости ($\chi-1/H$). Все образцы майкопских глин по вертикальному разрезу в той или иной степени карбонатны, однако на отметках 1300—1400 м их содержание несколько меньше, с чем может быть связано более интенсивное образование новой магнитной фазы.

ДЕВОНСКИЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ГЛИНЫ (ПРИБАЛТИКА)

Глинистые породы девонского поля представляют особый интерес в том отношении, что они содержат значительное количество гематита (до 20%), придающего породе красноватый цвет. Результаты термомагнитного анализа находятся в соответствии с этими данными: во всем интервале температур установлена зависимость χ от H , кривые нагревания и охлаждения практически совпадают, на них не отмечается точек Кюри ниже 600°С. Некоторое снижение ветви охлаждения может быть связано с незначительными примесями более сильного магнетика, чем гематит.

СОВРЕМЕННЫЕ ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Магнитные свойства ленточных глин из района г. Новгорода исследованы в двух сериях. Первая представлена тонкодисперсными, зимними прослоями, а вторая — относительно грубодисперсными, летними слоями. В первой серии магнитная фаза всегда отмечается по характеру зависимости ($\chi-1/H$), однако четко выра-

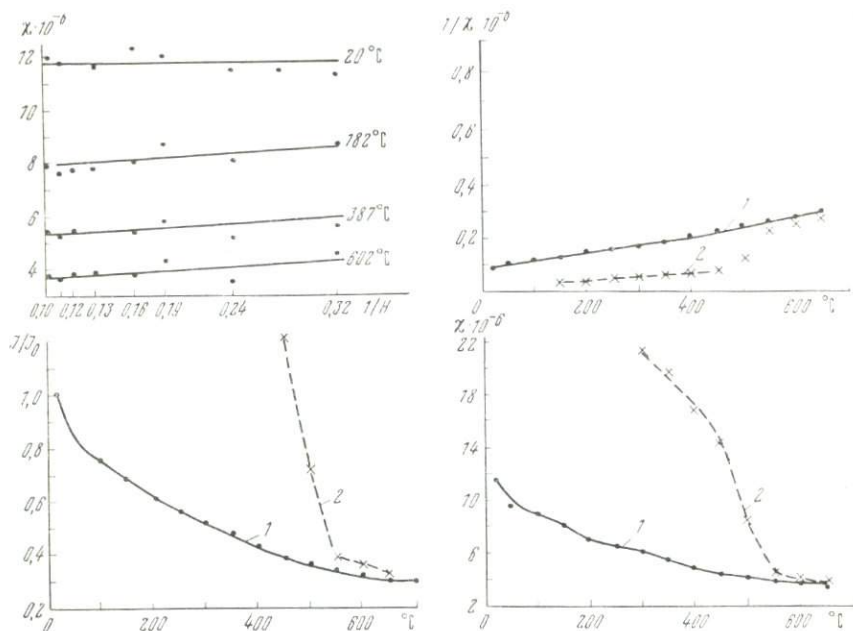


Рис. 19. Результаты терромагнитного анализа ленточных глин из района г. Повгорода:

1 — нагревание; 2 — охлаждение

женной точки Кюри на кривых ($I/I_0 - T$) не установлено. В этой связи можно предполагать, что ферромагнетик представлен гематитом, однако, поскольку кривая охлаждения занимает более низкое положение по отношению к кривой нагревания ($I/I_0 = 0,7$), то этот факт свидетельствует о наличии какой-то второй, более сильной фазы, чем гематит. Идентификация этой фазы по данным терромагнитного анализа затруднительна.

Зимние, тонкодисперсные прослои при комнатной температуре являются парамагнитными (нет зависимости χ от H), однако в отличие от предыдущих образцов здесь новая магнитная фаза начинает формироваться при относительно низкой температуре ($t = 180^\circ \text{C}$, кристаллизация гидроокислов железа), что следует из зависимости ($\chi - 1/H$), тем не менее на кривой нагрева ($I/I_0 - T$) появление этой фазы не фиксируется. Сильная магнитная фаза с точкой Кюри $\sim 550^\circ \text{C}$ (титаномагнетит) заметна только на кривой охлаждения (рис. 19). Поскольку на кривой ($I/I_0 - T$) в процессе нагревания никакой новой фазы не регистрируется, а появляется она только на кривой охлаждения, то можно полагать, что в данном случае новая фаза в отличие от юрских и майкопских морских глин образуется не в результате трансформации какого-то железосодержащего минерала (пирит, сидерит) в сильную магнитную фазу, а в результате диффузии ионов Fe из решеток силикатов

(типа биотита, хлорита, нонтронита и др.) с последующим образованием окислов железа. Из сопоставления данных двух серий можно сделать вывод о том, что в песчано-пылеватой фракции ленточных глин накапливается ферромагнетик смешанного состава (гематит и, возможно, магнетит). Глинистые (зимние) прослои в обычных условиях парамагнитны, но они, во-первых, содержат гидроокислы железа, которые при нагревании могут трансформироваться в сильную магнитную фазу, а во-вторых, новая фаза может образоваться как результат диффузии ионов Fe из силикатов.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Образцы аллювиальных отложений, отобранные в районе г. Щигры в верхней части разреза (2—2,3 м), характеризуются наличием слабой ферромагнитной фазы, устанавливаемой по зависимости $\chi = \varphi(H)$. В процессе нагревания новой магнитной фазы не возникает — кривые нагревания и охлаждения практически совпадают. Точка Кюри имеющейся фазы явно выше 600°C , что указывает на присутствие гематита. Ниже по вертикальному разрезу также отмечается исходная ферромагнитная примесь, но в отличие от вышележащих отложений здесь возникает новая сильная фаза (магнетит) при высоких температурах ($600\text{—}650^\circ\text{C}$) (рис. 20), что является, с нашей точки зрения, либо аналогом того же диффузионного механизма, ранее описанного при анализе ленточных глин, либо результатом укрупнения суперпарамагнитных частиц в результате нагрева, что отмечалось ранее на модельных образцах (§ 1 гл. II). Таким образом, в итоге можно констатировать, что магнетизм данных отложений обусловлен гематитом, имеющимся в исходном состоянии. Кроме того, в процессе нагрева при высоких температурах может возникнуть новая магнитная фаза.

Образцы аллювиальных отложений в районе г. Набережные Челны исследованы до глубины 15 м. В вертикальном разрезе сверху вниз встречаются следующие закономерности в магнитных свойствах. Все образцы, за исключением одного на отметке 10,5 м, имеют ферромагнитную примесь, что фиксируется зависимостью ($\chi - 1/H$). Вид кривых ($I/I_0 - T$) указывает на присутствие гематита, поскольку на них не фиксируется точек Кюри ниже 600°C .

Однако на некоторых образцах кривые охлаждения находятся под кривой нагревания, свидетельствуя о наличии нестабильной фазы, более магнитной, чем гематит. По-видимому, содержание этой фазы весьма незначительно, в связи с чем она не отражается на кривой нагревания. В других случаях, напротив, кривая охлаждения занимает более высокое положение, причем новая фаза образуется только при высокой температуре (больше 600°) и имеет гематитовую точку Кюри. Тем самым к исходному гематиту добавляется новая порция $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, образовавшаяся в результате нагрева. На глубине 10,5 м возможно образование магнетита, так как точка Кюри соответствует 570°C , появление которого заметно, начиная с $T = 250^\circ\text{C}$.

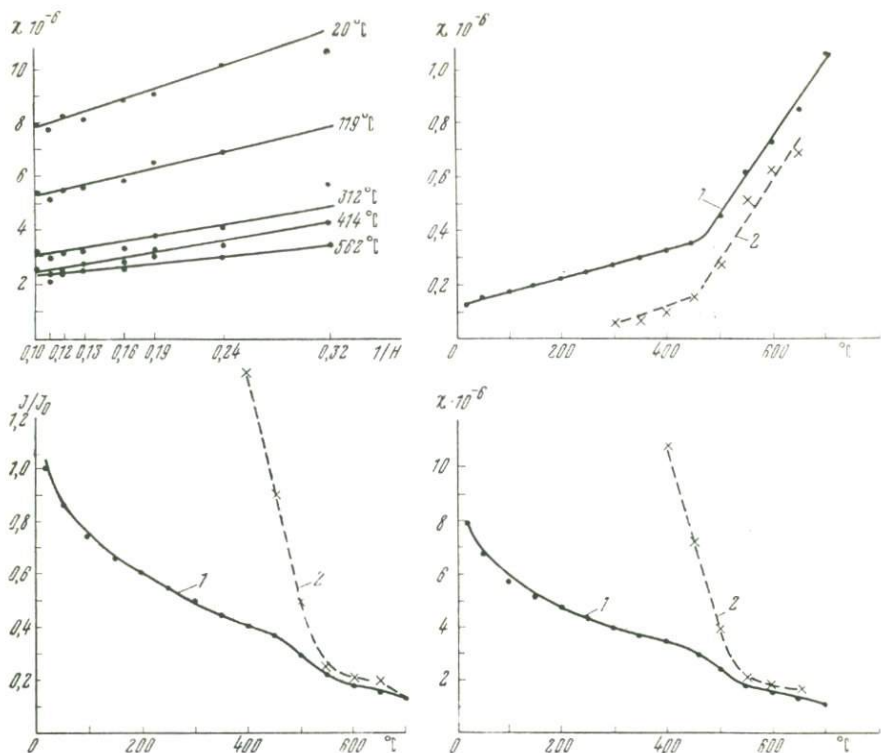


Рис. 20. Результаты термомагнитного анализа аллювиальных отложений (г. Щигры). Измерения выполнены в вакууме. $H=8900$ Э, $h=4,5-4,7$ м.
1 — нагревание; 2 — охлаждение

Таким образом, для аллювиальных отложений в магнитной фракции характерно наличие гематита, с весьма незначительной примесью более сильного магнетита. Новая магнитная фаза часто возникает в процессе нагревания образцов как за счет преобразования нестойких железосодержащих минералов, так и вследствие разложения силикатов при высоких температурах.

ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На образцах делювия, отобранных в районе пос. Березняки (Зап. Урал), отмечаются следующие закономерности. В верхней части разреза (3—3,2 м) делювия в естественном состоянии имеется ферромагнитная фаза, определяемая зависимостью ($\chi-1/H$). Кроме того, в процессе нагревания начиная с температуры 350°C возникает новая фаза с $T_c \approx 550^\circ\text{C}$. Новая фаза стабилизируется в вакууме, поскольку она четко фиксируется на кривой охлаждения.

На глубине 4,5—4,7 м новая магнитная фаза также образуется, но только при высокой температуре, поэтому ее происхождение,

по-видимому, обязано диффузионному механизму. Аналогичная ситуация сохраняется на отметках 6—6,2 м. В естественном состоянии на глубине 7,5—7,7 м, так же как в предыдущем случае, имеется ферромагнитная фаза $\chi = \varphi(1/H)$, которая весьма стабильна — кривые нагревания и охлаждения совпадают, точка Кюри четко не фиксируется, но T_c явно выше 600°С (гематит). На отметке 9—9,2 м в процессе нагревания возникновение новой фазы не фиксируется, но вся кривая охлаждения занимает более высокое положение, что опять может быть объяснено с позиций ранее изложенных механизмов.

Таким образом, в делювиальных отложениях характерно наличие гематита, что обусловлено высокоокислительной средой. Изменчивость магнитных свойств по вертикальному разрезу весьма высока. Образование новой магнитной фазы в результате нагревания происходит по крайней мере по двум механизмам: низкотемпературному, за счет преобразования железосодержащих минералов аллювиальных почвенных горизонтов (верхняя часть аллювия) и высокотемпературному, диффузионному механизму в нижней части аллювия.

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В качестве глинистых грунтов элювиального генезиса изучены образцы двух полярных случаев: исключительно высокодисперсный аскангель из р-на Махарадзе и пылеватые лёссовидные грунты из Восточной Сибири. Характеристика магнитных свойств аскангеля дана в § 1 гл. III, поэтому напомним здесь лишь о том, что в большинстве случаев аскангель является парамагнитным образцом, но иногда в соответствии с неоднородным распределением железосодержащих минералов он может приобрести ферромагнитные свойства.

Лёссовидные породы, отобранные в террасе р. Козыр в большей части 55-метрового разреза, представлены отложениями элювиального генезиса, однако верхние 8 м разреза, согласно данным А. В. Минервина, являются элювиальными образованиями. Поэтому в данном разрезе будут охарактеризованы и элювиальные и аллювиальные лёссовидные отложения.

В элювиальных образованиях на глубине 1,8—2,0 м от поверхности наличие ферромагнитной фазы надежно устанавливается с помощью зависимости ($\chi - 1/H$), в соответствии с точкой Кюри (575°С) ее можно идентифицировать как магнетит (рис. 21). При нагревании даже в вакууме магнетит частично разрушается и I/I_0 в конце цикла охлаждения составляет 0,68. В нижней части элювиального разреза (отм. 7,8—8,0 м) каких-либо различий относительно вышележащих отложений в магнитных свойствах не отмечается.

Если сопоставить вышеописанные образцы с нижележащими (аллювиальными) лёссовидными отложениями, то существенной разницы в магнитных свойствах не устанавливается. Во всех об-

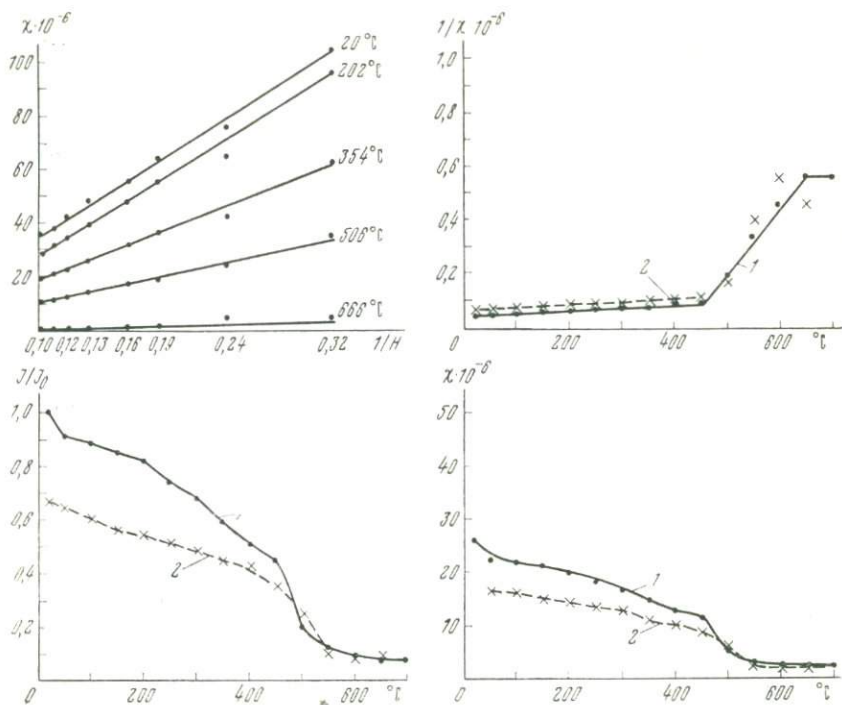


Рис. 21. Результаты термомагнитного анализа лёссовых отложений элювиального генезиса (Восточная Сибирь). Измерения выполнены в вакууме.
1 — нагревание; 2 — охлаждение

разцах фиксируется магнетит, приуроченный к пылевой фракции, кроме того, в шлифах в незначительном количестве наблюдаются пирит, гематит и гетит, которые, однако, на фоне магнетита почти не проявляются в магнитных свойствах. Однако в некоторых образцах, приуроченных к нижней части аллювиального разреза, отмечается перегиб при температуре $\sim 350^\circ\text{C}$, что может быть связано с окислением пирита в магнетит.

С целью выяснения природы образования новой магнитной фазы, образующейся в процессе нагревания глинистых пород, выполнены специальные термомагнитные измерения, с одной стороны, на минералах, которые в обычных условиях являются парамагнитными (пирит, халькопирит, ферригидрит), но при нагревании дают ряд сильных ферромагнетиков, а с другой стороны — на железосодержащих силикатах (биотит, глауконит). Нагревание природного и синтетического ферригидрита в вакууме и гидрогетита при всех температурах не приводит к образованию магнитной фазы.

Если проанализировать термомагнитные данные, полученные на образцах пирита и халькопирита (рис. 22, 23), то наглядно видно, как парамагнитный при комнатной температуре образец

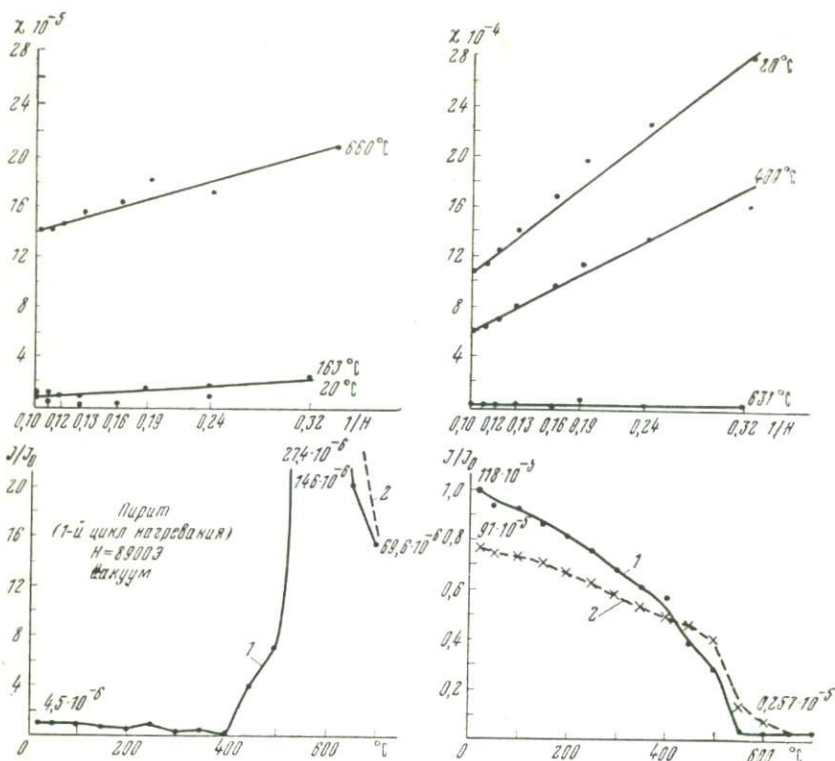
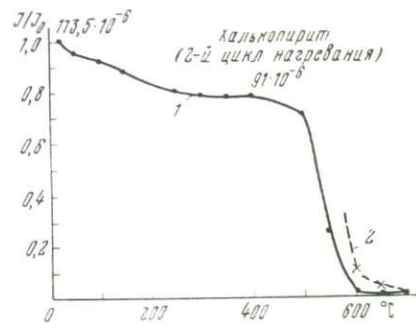
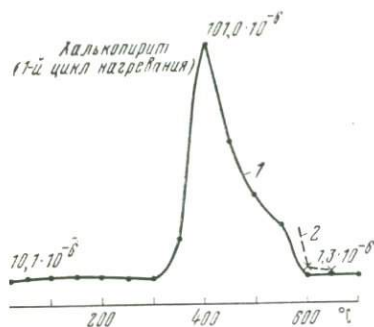
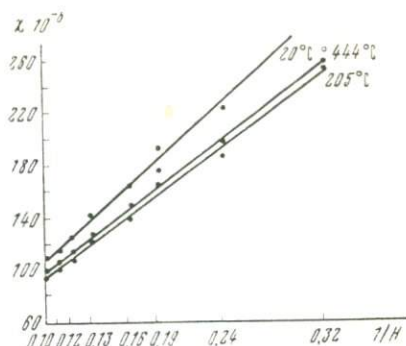
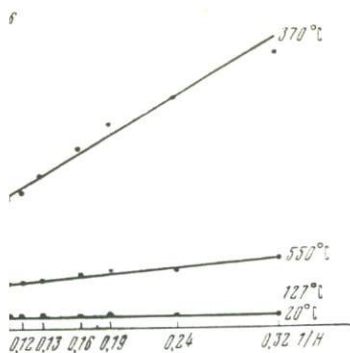


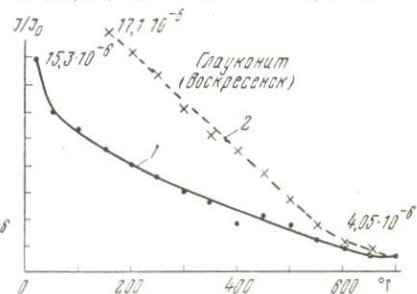
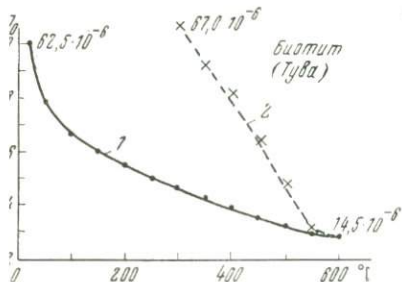
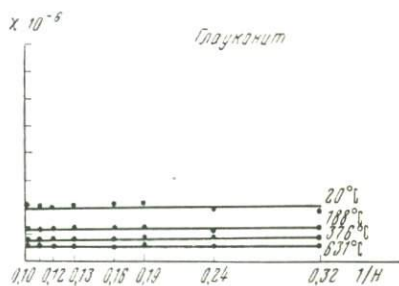
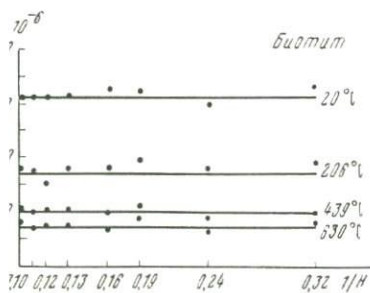
Рис. 22. Результаты термомагнитного анализа пирита:
1 — нагревание; 2 — охлаждение

трансформируется в сильную магнитную фазу, начиная с температуры 300—400°С. Эти результаты убедительно объясняют механизм образования магнитной фазы в глинах морского генезиса, содержащих пирит, халькопирит и сидерит. При анализе магнитных свойств озерных, аллювиальных и делювиальных отложений ранее упоминалось о возможности образования сильномагнитных окислов железа (Fe_3O_4 , $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) при относительно высокой температуре в результате диффузии ионов Fe из решеток силикатов и последующего их соединения с кислородом. Реальность такого диффузионного механизма наглядно демонстрируется рис. 24, на котором показаны термомагнитные кривые биотита и глауконита. Здесь, как и в ранее упомянутых случаях, на кривой (I/I_0-T) в процессе нагрева не фиксируется появление магнитной фазы, однако после нагрева образца до 600—700°С на кривой охлаждения она четко регистрируется и, как правило, со строго фиксированной точкой Кюри (магнетит в случае биотита и гематит в случае глауконита).

Таким образом, если обобщить материал данного параграфа, то можно заключить, что состав магнитной фракции современных



23. Результаты терромагнитного анализа халькопирита. Измерения выполнены в вакууме. $H = 8900$ Э. 1 — нагревание; 2 — охлаждение



24. Результаты терромагнитного анализа биотита и глауконита: 1 — нагревание; 2 — охлаждение

морских осадков может быть весьма пестрым, включая в себя практически любые известные ферромагнитные минералы. Однако даже в современных морских и океанических осадках наблюдается процесс пиритизации, который находит широкое развитие в относительно древних глинах морского происхождения (юрские и третичные).

Механизм образования новой магнитной фазы в процессе нагревания связан с наличием в морских отложениях значительного количества пирита, халькопирита, сидерита. Другой механизм образования магнитной фазы по своей природе является диффузионным, протекает при более высокой температуре и реализуется при наличии железосодержащих силикатов типа биотита, глауконита, амфибола и других. Этот механизм образования новой магнитной фазы более характерен для континентальных современных отложений, чем морских, поскольку в окислительных условиях сохранение сульфидов и карбонатов железа затруднено.

Окислительно-восстановительные реакции, протекающие в результате нагревания — охлаждения образцов глинистых пород, вследствие чего возникает или разрушается тот или иной ферромагнитный минерал, в существенной мере могут зависеть и определяться составом «немагнитного окружения». Примером могут служить карбонатные разности глин, в процессе нагревания которых возможно выделение CO_2 .

Для континентальных отложений, в отличие от морских, характерно наличие гематита в образцах любого генезиса, что является результатом развития интенсивных окислительных процессов. Вместе с тем изменчивость магнитных свойств глин морского генезиса по простиранию и вертикальному профилю незначительна. Для континентальных отложений отмечается резкое изменение свойств, обусловленное, главным образом, изменением гранулометрического и минерального состава.

РЕШЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ МАГНИТНЫМИ МЕТОДАМИ

ГЛАВА IV

ВЛИЯНИЕ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ВЫСОКОДИСПЕРСНЫХ СОЕДИНЕНИЙ НА МИКРОАГРЕГАТНЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

§ 1. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ СИСТЕМ ГЛИНИСТЫЙ МИНЕРАЛ — ФЕРРОМАГНЕТИК

Как уже указывалось в § 2 гл. III, искусственные модели глинистый минерал — ферромагнетик получены нами совместно с Б. М. Кириным способом пропитки мономинеральных глинистых паст раствором $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3$ при концентрации 1% и 20% в пересчете на Fe_2O_3 . Искусственное введение в глинистую пасту железосодержащих соединений из раствора приводит к их частичной адсорбции в активных центрах алюмосиликатов с последующей агрегацией глинистых частиц, а также к возникновению свободных зерен и агрегатов введенного ферромагнитного минерала.

Качественная оценка адсорбции железа на глинистых минералах, выполненная на колориметре-нефелометре типа ФЭК-56, позволила оценить ту часть железа, которая уходит из раствора и адсорбируется на глинистом минерале (табл. 8). Для этой цели использовались растворы $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3$ с концентрацией железа от 0,025 до 0,150 мг/мл, по которым строилась тарировочная кривая. Для определения адсорбции навеску мономинеральной глины в 3 г

Таблица 8

Адсорбция Fe^{+3} на глинистых минералах

Образец	Количество Fe^{+3} в исходном растворе, мг	Количество Fe^{+3} в растворе после адсорбции, мг	Количество Fe^{+3} , поглощенного глинистым минералом, мг
Монтмориллонит огланлинский	0,1	0,041	0,059
Каолинит просяновский	0,1	0,049	0,051
Гидрослюда (г. Ленинград)	0,1	0,135	+0,035

смешивали с 50 мл раствора и через сутки определяли оптическую плотность фильтрата. Из полученных данных, в частности, следует, что на 100 г монтмориллонита адсорбируется 1,96 г Fe^{+3} , а на 100 г каолинита — 1,70 г.

Совершенно очевидно, что уровень агрегации системы глинистый минерал — ферромагнетик должен быть существенно выше, чем в чистом глинистом минерале. Механизм этой дополнительной агрегации может быть связан как с появлением Fe в обменном комплексе, так и с наличием свободных, склеивающих глинистые частицы железа железосодержащих соединений. Факт агрегирования глинистых минералов под влиянием искусственно введенных $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$; $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ и Fe_3O_4 показан в табл. 9. При наличии в системе 1% маггемита наибольшей агрегации подвергаются гидрослюда (51,5%), монтмориллонит (46%) и каолинит (38,2%). С увеличением концентрации $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ до 20% агрегированность минералов соответственно возрастает до 96,8% у гидрослюда, 62,2% у монтмориллонита и 52,5% у каолинита. Сопоставление степени агрегированности моделей в зависимости от концентрации водимого ферромагнетика приводит к выводу, что большая часть частиц агрегируется под влиянием первых порций ферромагнетика (1%), который, адсорбируясь, занимает самые активные участки глинистых частиц. Последующие порции раствора являются субстратом для формирования свободных, не связанных с глинистыми минералами ферромагнитных частиц. Полученные данные подтвердили, что насыщение активных центров маггемитом медленнее всего происходит у гидрослюда. Качественная оценка прочности новообразованных агрегатов, сформировавшихся под влиянием маггемита, может быть определена путем сопоставления данных гранулометрического и микроагрегатного анализов, из которого следует, что водопрочность агрегатов всех мономинеральных глин существенно увеличивается. Так, например, для каолинита суммарное содержание фракций $>1\mu$ после введения маггемита увеличилось с 51,2 до 63,4%, для монтмориллонита с 66,7 до 81,0% и гидрослюда с 36,8 до 58,9%. Модель: глинистый минерал — магнетит, в отличие от $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, является не «адсорбционной», а «механической», поскольку магнетит вводился не из раствора, а в качестве механической примеси. Агрегация глинистых частиц под действием 1%-ного Fe_3O_4 оценивается в следующих цифрах (отношение содержания глинистой фракции в процентах, полученное в результате микроагрегатного и гранулометрического анализов): для каолинита — 6,17%; монтмориллонита — 52,51% и гидрослюда — 56,06%. При 20%-ной концентрации магнетита соответственно: каолинит — 16,44%, монтмориллонит — 57,28%; гидрослюда — 16,15%. Водопрочность новообразованных агрегатов, в отличие от случая с маггемитом, независимо от концентрации Fe_3O_4 практически для всех мономинеральных глин одинакова.

Как уже отмечалось, образцы-модели с гематитом ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) получены путем нагревания модельных образцов с маггемитом при температуре 450°C . При этом не отмечалось заметного изменения

в содержании глинистой фракции за исключением систем, содержащих монтмориллонит, где содержание глинистой фракции после нагревания при 450°C в течение трех суток уменьшилось на 45 и 40% при концентрации $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ 1 и 20% соответственно.

Характер взаимоотношений между глинистыми и синтезированными ферромагнитными минералами исследовался с помощью просвечивающего электронного микроскопа УЭМВ-100Б при увеличениях порядка 12000. Наиболее характерной особенностью агрегатобразования, по этим данным, является зависимость его интенсивности от концентрации ферромагнетика. С увеличением концентрации $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ с 1 до 20% размер агрегатов существенно увеличивается, практически не остается «чистых» глинистых частиц. Однако, к сожалению, по этим данным невозможно судить о специфике адсорбции железосодержащих соединений в зависимости от типа глинистого минерала и морфологии их кристаллов. Кроме того, в агрегатах не удается определить размер и морфологию отдельных частиц гематита.

Наряду с традиционным методом определения микроагрегатного состава исследовалась величина удельной поверхности систем глинистый минерал — ферромагнетик, которая определялась методом Л. И. Кульчицкого по адсорбции красителя метиленового голубого, который обычно дает относительно заниженные данные в сравнении с другими методами. В связи с тем что синтез ферромагнитных минералов требует нагревания образцов до 200°C , предварительно определялась удельная поверхность мономинеральных глин, выдержанных при этой температуре длительное время (трое суток). После введения синтезированного маггемита в количестве 1 и 20% в каолинит удельная поверхность системы, несмотря на агрегацию, возросла с 23 до 88 $\text{м}^2/\text{г}$, что объясняется высокой дисперсностью свободных частиц самого маггемита (табл. 10). И, напротив, в случае монтмориллонита удельная поверхность снижается с 362 до 218 $\text{м}^2/\text{г}$ при 1%-ной концентрации $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ и до 17 $\text{м}^2/\text{г}$ при 20%-ной концентрации вследствие интенсивной агрегации монтмориллонитовых частиц.

Аналогичное снижение величины удельной поверхности фиксируется для гидрослюдистой глины — с 141 до 131 $\text{м}^2/\text{г}$ при 1%-ном содержании $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$. И, напротив, увеличение удельной поверхности до 169 $\text{м}^2/\text{г}$ при 20%-ной концентрации $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$.

В результате нагревания вышерассмотренных моделей при $t = 450^{\circ}\text{C}$ с целью превращения маггемита в гематит оказалось, что величина удельной поверхности систем каолинит — 1% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ составляет 56,4 $\text{м}^2/\text{г}$, а каолинит — 20% $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ — 21,1 $\text{м}^2/\text{г}$. В монтмориллонитовых и гидрослюдистых системах с увеличением содержания гематита удельная поверхность снижается (362 $\text{м}^2/\text{г}$ → 119,8 $\text{м}^2/\text{г}$ → 59,5 $\text{м}^2/\text{г}$ и 141 $\text{м}^2/\text{г}$ → 137,9 $\text{м}^2/\text{г}$ → 60 $\text{м}^2/\text{г}$ соответственно).

В системах глинистый минерал — магнетит наблюдаются следующие закономерности: в паре с каолинитом магнетит повышает величину удельной поверхности (23 $\text{м}^2/\text{г}$ → 35,2 $\text{м}^2/\text{г}$ → 55,2 $\text{м}^2/\text{г}$).

Гранулометрический и микроагрегатный состав систем глинистый минерал — ферромагнетик*

№ п/п	Образец	Размер частиц, мм							
		1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
1	Каолинит +1% α -Fe ₂ O ₃	0	0,78	5,59	2,72	36,67	8,20	14,74	30,80
		3,03	3,55	7,47	1,65	42,14	28,97	10,54	2,64
2	Каолинит +20% α -Fe ₂ O ₃	0,53	2,30	8,43	1,74	41,32	3,27	18,48	23,50
		9,02	13,03	13,37	7,27	24,19	10,43	13,55	4,74
3	Монтмориллонит +1% α -Fe ₂ O ₃	2,96	3,60	11,15	8,22	42,73	9,97	9,97	11,70
		23,36	4,86	11,22	10,01	31,16	6,23	10,39	2,57
4	Монтмориллонит +20% α -Fe ₂ O ₃	3,15	8,51	25,26	6,34	22,70	16,13	11,03	7,80
		24,82	0	0	25,56	23,18	7,92	9,48	9,65
5	Гидролюда +1% α -Fe ₂ O ₃	11,54	14,86	14,21	10,47	30,42	2,98	13,12	2,34
		0,5	2,57	11,35	13,06	21,49	15,22	18,80	7,05
6	Гидролюда +20% α -Fe ₂ O ₃	14,24	9,68	13,38	17,67	21,01	7,20	13,81	3,07
		0	0,48	2,82	0,67	33,42	14,61	27,31	20,49
7	Каолинит (450° С)	0	0	0	3,05	12,46	13,75	21,47	49,17
		0	0	0	0,79	27,37	15,82	32,01	24,01
8	Каолинит	0	0	0	4,69	36,34	10,72	17,87	30,38
		0,40	11,14	11,91	17,33	24,23	1,87	22,00	11,12
9	Каолинит +1% γ -Fe ₂ O ₃	0,79	5,00	7,99	9,48	27,90	7,51	17,96	23,36
		0	0	0,19	18,79	17,59	0,79	11,62	38,11
10	Каолинит +20% γ -Fe ₂ O ₃	0	0,2	0,84	2,48	35,33	16,72	31,70	12,70
		0	0,14	0,86	6,59	41,38	11,03	19,31	20,69
11	Монтмориллонит	1,37	5,38	20,57	7,21	57,12	3,96	0,44	3,95
		0,41	4,97	15,14	3,85	45,64	9,13	7,82	13,04
12	Монтмориллонит +1% γ -Fe ₂ O ₃	0	0,08	0,41	7,35	10,89	13,93	25,54	41,89
		1,05	4,0	0,47	2,48	12,88	11,82	34,90	26,40
13	Монтмориллонит +20% γ -Fe ₂ O ₃	0,1	1,93	11,06	15,00	31,23	10,15	10,14	20,30
		5,80	15,57	19,57	1,06	18,00	15,39	16,27	8,34
14	Гидролюда	0,71	1,77	0,45	13,80	36,62	21,07	20,06	5,52
		0	0,16	0,31	0,66	16,47	10,55	25,71	46,61
15	Гидролюда +1% γ -Fe ₂ O ₃	0	0	0,28	3,72	3,99	14,39	54,34	23,18
		0	0,11	0,29	1,10	19,40	12,70	25,20	41,20
16	Гидролюда +20% γ -Fe ₂ O ₃	0	0	0	18,18	13,94	7,44	31,62	28,82
		0,68	5,75	18,16	0,43	47,83	2,59	6,46	18,10
17	Каолинит +1% Fe ₃ O ₄	4,50	18,00	19,40	16,88	26,94	2,00	2,00	9,48
		0,09	4,03	21,82	12,82	39,54	3,10	2,32	16,28
18	Монтмориллонит +1% Fe ₃ O ₄	7,66	37,97	23,58	1,80	14,29	3,81	1,90	9,53
		0	0,9	3,5	10,49	42,34	14,54	9,94	18,37
19	Монтмориллонит +20% Fe ₃ O ₄	0	0,86	3,35	4,84	50,85	17,61	11,34	10,76
		0	0,4	1,8	16,72	21,91	11,65	12,47	35,05
20	Гидролюда +1% Fe ₃ O ₄	0,57	2,54	6,03	3,78	28,71	17,22	21,00	20,09
		0	0,4	1,8	16,72	21,91	11,65	12,47	35,05
21	Гидролюда +20% Fe ₃ O ₄	0	0,86	3,35	4,84	50,85	17,61	11,34	10,76
		0	0,4	1,8	16,72	21,91	11,65	12,47	35,05
22	Гидролюда +20% Fe ₃ O ₄	0	0,86	3,35	4,84	50,85	17,61	11,34	10,76
		0	0,4	1,8	16,72	21,91	11,65	12,47	35,05

* Экспериментальные данные получены Б. М. Кириным. В числителе указаны данные гранулометрического состава, в знаменателе — микроагрегатный состав систем.

Водно-физические свойства систем глинистый минерал—ферромагнетик*

№ п/п	Образец	Гигроскопическая влажность, %	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Удельная теплота смачивания, кал/г	Емкость обмена,		Удельная поверхность, м ² /г	Объемная усадка %	Пределы пластичности, %		Число пластичности, %
					мг/экв	100 г			верхний	нижний	
1	Каолинит	0,4	26	1,9	4,0	23	19	46	28	18	
2	Каолинит +1% γ -Fe ₂ O ₃	0,9	26	3,6	15,40	88	13	46	29	17	
3	Каолинит +20% γ -Fe ₂ O ₃	1,5	30	4,9	15,40	88	12	50	29	21	
4	Монтмориллонит	8,4	42	17,8	63,45	362	46	96	40	56	
5	Монтмориллонит +1 γ -Fe ₂ O ₃	6,2	38	12,7	38,19	218	36	82	40	42	
6	Монтмориллонит +20% γ -Fe ₂ O ₃	4,4	35	17,5	30,50	176	31	79	41	32	
7	Гидролюда	1,0	17	1,5	24,26	141	18	37	23	14	
8	Гидролюда +1% γ -Fe ₂ O ₃	1,2	20	4,4	22,79	130	20	36	23	13	
9	Гидролюда +20% γ -Fe ₂ O ₃	4,4	25,6	7,0	29,57	169	27,2	63	23	40	
10	Искусственный маггемит	3,2	26,2	14,2	—	—	5,6		37		
11	Каолинит +1% α -Fe ₂ O ₃	0,6	47,3	3,0	9,86	56,4	3,6				
12	Каолинит +20% α -Fe ₂ O ₃	0,4	43,1	1,9	3,70	21,16	1,3				
13	Монтмориллонит +1% α -Fe ₂ O ₃	1,6	40,8	9,2	20,94	119,8	3,1				
14	Монтмориллонит +20% α -Fe ₂ O ₃	1,1	3,4	15,6	10,48	59,5	2,3				
15	Гидролюда +1% α -Fe ₂ O ₃	0,9	20,9	2,3	6,62	37,9	6,5				
16	Гидролюда +20% α -Fe ₂ O ₃	1,2	27,8	5,0	10,47	59,9	7,7				
17	Искусственный гематит α -Fe ₂ O ₃	0,9	20,3	9,4	—	—	2,2				
18	Каолинит +1% Fe ₃ O ₄	3,7	27,2	3,8	6,16	35,2	8,6				
19	Каолинит +20% Fe ₃ O ₄	4,6	28,1	6,7	9,51	55,2	15,4				
20	Монтмориллонит +1% Fe ₃ O ₄	7,2	44,9	13,1	39,96	211,4	5,9				
21	Монтмориллонит +20% Fe ₃ O ₄	6,2	43,2	16,4	31,68	181,2	3,8				
22	Гидролюда +1% Fe ₃ O ₄	1,8	17,5	5,8	26,71	152,8	18,6				
23	Гидролюда +20% Fe ₃ O ₄	2,7	23,4	8,2	34,05	194,8	34,0				
24	Искусственный магнетит (Fe ₃ O ₄)	4,0	43,3	15,0	12,4	70,9	37,2				

* Экспериментальные данные получены Б. М. Кириным.

Причина этого достаточно очевидна, так как удельная поверхность синтезированного магнетита составляет 70,9 м²/г. Аналогичная ситуация наблюдалась для систем гидрослюда — магнетит (141 м²/г → 152,8 м²/г → 194,8 м²/г). Как и в предыдущих случаях, монтмориллонитовые системы интенсивно агрегировали с соответствующим снижением удельной поверхности.

Таким образом, с введением искусственного ферромагнетика в мономинеральную глину каолинитовые системы в большинстве случаев увеличивали свою удельную поверхность, а монтмориллонитовые — снижали. Гидрослюдистые системы, занимая промежуточное положение, все же больше тяготеют к каолинитовым системам.

§ 2. ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СИСТЕМ ГЛИНИСТЫЙ МИНЕРАЛ — ФЕРРОМАГНЕТИК

Как уже ранее отмечалось, поверхность частиц дисперсных грунтов часто бывает покрыта пленками минерального, органического или смешанного (органоминерального) состава. Эти пленки (частицы), покрывающие локально или полностью алюмосиликатные частицы, безусловно, оказывают какое-то влияние на физико-химические свойства дисперсных глинистых грунтов. Однако в настоящее время этот интересный с теоретической и практической точек зрения вопрос почти не изучен.

Толщина железистых пленок на песчаных зернах, по данным А. М. Цехомского [84], составляет 0,05—0,5 мк и зависит от состояния поверхности минеральных частиц (их шероховатости или трещиноватости). При изучении структуры и оптических свойств пленок на поверхности зерен кварцевых песков А. М. Цехомский выделяет три типа структурных пленок, представленных изотропным веществом; веществом чешуйчатого строения; рыхлой, хлопьевидной массой. На основании рентгенометрических исследований установлено, что в составе аутигенных пленок присутствуют гидротит, гидрослюда и каолинит. Химический состав пленок следующий (в %): SiO₂ 40—50; Al₂O₃ 20—30; Fe₂O₃ 10—30.

В ряде работ по изучению состава и свойств пленок, входящих в состав песчаных грунтов, отмечается их влияние на физико-механические свойства грунтов. Е. М. Сергеев [73] считает, что железистая пленка на поверхности грунтовых частиц во многом обуславливает свойства грунтов. По данным И. Г. Цюрупы, В. М. Фридланда [32, 81], которые изучали почвы Северного Вьетнама, состоящие преимущественно из каолинита (около 60%) и окислов железа (около 20%), установлено, что присутствие гидроксидов железа влияет на обменные свойства почв и кор выветривания. Анализ емкости обмена этих образцов показал, что наличие железистых пленок приводит к увеличению обменной способности инертных минералов и уменьшению обменной способности у активных минералов.

В работе И. Н. Антипова-Каратаева, В. В. Келлерман, Д. В. Хан [2] отмечается, что пленки в глинах и песках являются «мостиками» или клеями, связующими минеральные агрегаты в зерна.

Изучение свойств пленок В. В. Келлерман и И. Г. Цюрупой [32] производилось на минеральных порошках, предварительно обработанных хлорным железом (с целью получения пленок) и последующего растворения искусственно посаженной пленки в кислоте. По полученным результатам установлено, что железистая пленка прочно связывается с поверхностью минералов, даже включая такой инертный минерал, как кварц. Нагревание приводит к окристаллизации нанесенной пленки и тем самым повышает ее прочность и устойчивость. Степень связи минерал — пленка зависит от самого минерала и от вида образовавшейся пленки. К сожалению, эти интересные исследования ограничены лишь изучением роли пленки в обменной способности почв, а влияние ее на другие физико-химические свойства почв и горных пород оказалось неисследованным.

А. Ф. Тюлин [80] отмечает, что железистая пленка в почвах является веществом, способствующим агрегации почвенных частиц, а процесс образования пленок на поверхности минеральных частиц может идти либо путем образования корочек на поверхности силикатов за счет выветривания, либо путем образования пленок за счет адсорбции из окружающего раствора легко растворимых солей железа. Тем не менее в настоящее время приходится констатировать отсутствие как теоретических, так и экспериментальных исследований по адсорбции железистых соединений на поверхности глинистых минералов.

Однако роль этих соединений в физико-химических и механических свойствах дисперсных грунтов не вызывает сомнений. В частности, в работе С. Д. Воронкевича показано, что мочевиноформальдегидные смолы относительно слабо взаимодействуют с поверхностью таких минералов, как кварц, полевопшпатовый и роговая обманка. Улучшение условий взаимодействия этих минералов с молекулами мочевиноформальдегидных смол может быть достигнуто путем активизации поверхности песчаных зерен солями и гидроксидами железа. Увеличению смачиваемости смолой кварцевой поверхности, предварительно обработанной гидроокислом железа, отвечает соответствующее увеличение прочности кварцевых песков, закрепленных цементообразующим раствором, содержащим хлорное железо.

Р. М. Квигли отмечает влияние адсорбированной гидроокиси Al и Fe на некоторые инженерно-геологические свойства глинистых грунтов. Удаление адсорбированной гидроокиси Al и Fe в некоторых случаях изменило минеральный состав глинистых минералов. После удаления гидратов окиси Al и Fe существенно изменилась величина набухания. Так 10-дневная обработка 1 N раствором CaCl_2 глинистых образцов для удаления $\text{Fe}(\text{OH})_3$ привела к

увеличению набухания и соответственно увеличению предела текучести.

Показано, что обработанные цитратом Na набухающие глины обладают, хотя бы частично, низкой проницаемостью. Проницаемость (коэффициент фильтрации) увеличилась, по данным консолидации, с $0,5 \cdot 10^{-9}$ до $9 \cdot 10^{-9}$ после обработки цитратом Na.

Искусственно синтезированные нами окислы железа (маггемит и гематит) могут находиться в виде пленки на поверхности глинистого минерала, а также в виде свободных частиц, не связанных с поверхностью глинистых частиц. По оценочным данным, полученным с помощью мессбауэровской спектроскопии, средний размер частиц окислов железа существенно меньше 100 \AA . Введение в мономинеральную глину раствора $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3$ заданной концентрации осуществлялось из расчета минимального образования свободных частиц окислов, не связанных с поверхностью глинистых минералов. Катион Fe^{+3} из раствора адсорбируется на активных центрах решетки алюмосиликата; затем соединяется с кислородом, образуя $\gamma\text{-}\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. В процессе термической обработки частично Fe^{+3} покидает поверхность глинистого минерала, но большая его доля остается в адсорбированном состоянии, так как энергия связи глинистого минерала с Fe^{+3} велика. Поскольку в результате термобработки все Fe^{+3} переходит в нерастворимую форму, то не приходится ожидать наличия Fe^{+3} в обменном комплексе глинистых минералов, что подтверждается опытным путем. Исходя из методики получения системы глинистый минерал — высокодисперсный ферромагнетик, следует ожидать влияние последнего на комплекс водно-физических и физико-механических свойств посредством трех факторов: 1) наличие искусственной пленки окислов железа, которая частично или полностью перекрывает поверхность глинистого минерала; 2) изменение степени агрегированности и удельной поверхности глинистых частиц; 3) наличие свободных частиц окислов, не связанных с поверхностью глинистых минералов.

Как уже отмечалось в предыдущем параграфе, во всех без исключения случаях происходит агрегация глинистых частиц, протекающая, по-видимому, двумя путями: экранизации электрического заряда частиц вследствие адсорбции Fe^{+3} -катионов; 2) склеивающего действия ферроколлоидов, «мостиков» по А. Ф. Тюлину. В результате «работы» этих двух факторов у монтмориллонитовой и гидрослюдистой глин появляется песчаная фракция, которая практически отсутствует у них в естественном состоянии, а в случае каолинитовой глины — интенсивно увеличивается содержание фракции (0,01—0,05 мм).

Водно-физические свойства систем глинистый минерал — ферромагнетик (ГМФ) в основном определяются уровнем агрегированности системы и величиной удельной поверхности. В полном соответствии с этим утверждением находятся данные по емкости обмена, теплоте смачивания, гигроскопической влажности, числу пластичности (см. табл. 10). Как уже отмечено в § 1, удельная поверхность монтмориллонита заметно уменьшается после введе-

ния окислов железа. Это связано с тем, что железистая пленка довольно плотно (во всяком случае плотнее, чем в каолиновой системе) закрывает активную поверхность монтмориллонита. Кроме того, эта же пленка служит своеобразным щитом, закрывая ребра частиц и экранируя часть внутренней поверхности монтмориллонита, тем самым препятствуя процессу набухания частиц. Первые порции железа, энергично поглощаемые наиболее активными центрами монтмориллонита, резко уменьшают физико-химическую активность системы монтмориллонит — пленка. Дальнейшее увеличение количества вводимого железа продолжает влиять на активность такой системы, но с некоторого момента начинает сказываться влияние частиц окислов железа, не связанных с поверхностью глинистой частицы.

Особенно ярко это заметно в случае гидрослюдистой глины, когда в отличие от монтмориллонита и каолинита значения теплот смачивания и гигроскопической влажности определяются, например, свободным гематитом, так как эти характеристики у него существенно выше, чем у гидрослюды.

В табл. 10 приведены данные по максимальной молекулярной влагоемкости (ММВ) исследованных систем. Для каолинита, несмотря на увеличение удельной поверхности, ММВ остается практически неизменной в случае 1%-ного содержания окислов железа, а при 20%-ной концентрации незначительно возрастает. Этот факт не требует каких-либо специальных объяснений, поскольку ММВ каолинита и синтезированного гематита одинакова.

В случае монтмориллонитовых систем характер изменения ММВ полностью определяется самими монтмориллонитовыми частицами, а для гидрослюдистых моделей наблюдается увеличение ММВ в зависимости от количества внесенного железа. Здесь существенные окислы железа являются «активизирующим веществом», так как их собственная ММВ значительно выше, чем у чистой гидрослюды.

По результатам измеренных теплот смачивания систем глинистый минерал — ферромагнетик можно сделать вывод о том, что для всех глинистых минералов после введения в них ферромагнетика значения теплот смачивания изменяются в полном соответствии с изменяющейся удельной поверхностью системы, аналогично значениям гигроскопической влажности и максимальной молекулярной влагоемкости.

Объемная усадка каолиновых систем, несмотря на увеличение общей удельной поверхности, после введения окислов железа уменьшается. Этот результат, с нашей точки зрения, объясняется чисто механическим эффектом. Если в каолиновой гле в процессе удаления воды частицы каолинита свободно сближаются друг с другом, то пленки окислов и их свободные частицы жестко препятствуют такому сближению. Усадка монтмориллонита определяется двумя факторами: 1) общим уменьшением удельной поверхности и 2) механическим действием пленок и частиц

окислов железа. Однако в отличие от каолинитовых систем преобладающим является все же первый фактор.

Эффект второго рода у монтмориллонитовых систем уменьшается за счет плохой окристаллизованности монтмориллонита, в то время как каолининовые частицы окристаллизованы достаточно хорошо. Однако случай с гидрослюдой не объясняется с таких позиций. Частицы гидрослюды достаточно жестки и хорошо окристаллизованы, поэтому, казалось бы, должен преобладать механический фактор, однако в данном случае усадка определяется величиной удельной поверхности.

Хорошо известно, что влажность набухания определяется максимальным количеством связанной воды. При этом вклад в процесс набухания вносит, наряду со связанной водой, какое-то количество капиллярной (осмотической) воды. Изменение процесса набухания каолининовых систем вследствие ввода в них окислов железа объясняется теми же причинами, что и процесс усадки. В случае монтмориллонита и гидрослюды наблюдается зависимость влажности набухания от величины удельной поверхности.

Изменение пластичности исследуемых глин в связи с введением железа происходит за счет изменения величины верхнего предела пластичности, так как верхний предел пластичности является более чувствительной характеристикой влажности, в большей мере зависящей от специфики поверхности глинистых частиц, чем нижний предел пластичности.

В случае чистого каолинита вся вода, количественно соответствующая значению верхнего предела пластичности, идет на разрушение связи между частицами. В системе ГМФ частично вода расходуется на смачивание частиц окислов Fe, которые выполняют роль дополнительной емкости. В монтмориллонитовых системах наиболее активные участки частиц заняты высокодисперсным ферромагнетиком, препятствующим доступу к ним воды. Поэтому верхний предел пластичности, а с ним и число пластичности уменьшаются с введением железа. Полученные результаты по пластичности изученных систем достаточно хорошо согласуются с данными по максимальной молекулярной влагоемкости, что еще раз подчеркивает ведущую роль рыхлосвязанной воды в пластичных свойствах глинистых грунтов.

ГЛАВА V

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕХМЕРНОЙ ТЕКСТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ МЕТОДОМ МАГНИТНОЙ АНИЗОТРОПИИ

§ 1. МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Магнитная анизотропия горных пород исследовалась главным образом геофизиками в связи с решением основной задачи палеомагнетизма — реконструкцией древнего магнитного поля Земли. К числу этих исследований относятся работы Изинга (1943), Грэ-

хэма (1958), Грабовского (1958), Хауэлла (1958), Кармишеля (1959, 1961), Харгрейвса (1959), Дэли (1959), Балсли и Баддингтона (1960), Фуллера (1960), Гранара (1959), Стеси (1960), Гирдлера (1961), Стоне (1963), Коваленко (1964) и др. [88, 89, 98, 100, 105, 115, 122, 123, 124, 125].

Большая часть геофизиков изучала магнитную анизотропию горных пород с тем, чтобы внести соответствующие коррективы в направление естественной остаточной намагниченности и затем более объективно определить координаты древнего магнитного полюса той или иной геологической эпохи. Однако только некоторые из них (И. Грэхэм, Д. Стоне) подчеркивали возможность применения этого метода в чисто петрографических целях, имея в виду оценку качества ориентировки ферромагнитных частиц в горной породе. При этом Д. Стоне [124] полагал, что проблема измерения средней ориентации зерен может быть решена без оптического анализа.

Известно несколько удачных попыток применения метода магнитной анизотропии для исследования текстуры горных пород. Одна из первых работ по магнитной анизотропии осадочных отложений принадлежит Г. Изингу [105], который на примере ленточных глин установил значительную разницу в величине магнитной восприимчивости в плоскости напластования и в перпендикулярном направлении. Другая работа, в которой фактически измерялась анизотропия в глинистых осадках и глинах, принадлежит Е. Бенедикту, который с помощью вращательного магнитометра измерял механический момент образца в зависимости от напряженности поля в плоскости напластования и вкрест ей. Для синей глины из Бостонского бассейна он получил, что механический момент в образце, подвешенном плоскостью напластования перпендикулярно к полю, в 10 раз больше, чем в случае, когда поле параллельно плоскости напластования.

В работе Ф. Хруда и Ф. Янека [103, 104] указывается на наличие аксиальной текстуры в красноцветных осадочных породах, содержащих из ферромагнетиков только гематит. При этом частицы гематита своей базальной гранью расположены в плоскости слоистости. Но все-таки в большинстве случаев измерения анизотропии χ выполнялись на образцах магматических и метаморфических пород (И. Р. Балслей и А. Ф. Баддингтон, Д. Б. Стоне, Ф. Д. Стэнн, М. А. Грабовский) [24, 26, 88, 122, 124]. Так, И. Р. Балслей и А. Ф. Баддингтон [88] на примере гранитов и ортогнейсов показали, что максимальная величина магнитной восприимчивости (χ) наблюдается в направлении, параллельном плоскости отдельности, и минимальная в направлении, перпендикулярном к ней.

В работах И. В. Грэхэма, М. Д. Фуллера, Л. Гранара, С. Уеда [99, 100] приводятся данные по магнитной анизотропии осадочных пород. Эти авторы показали, что для осадочных пород максимальная магнитная восприимчивость обычно связана с плоскостью напластования, для метаморфических пород (сланцы) мак-

симальная восприимчивость также тяготеет к поверхности сланцеватости, а для изверженных пород фактор $P = \frac{\chi_{\max}}{\chi_{\min}}$ редко превышает 1,1.

В некотором противоречии с этими результатами находятся данные Ф. Янека [104], который считает, что осадочные породы обладают низкой анизотропией с $P_{\text{средн}} \approx 1,03$, и объясняется это маскирующим действием парамагнитных минералов, с чем согласиться невозможно. Не исключено, что автор, используя мостиковую схему, не располагал необходимой для осадочных пород чувствительностью измерительной аппаратуры.

Д. Г. Линдсли подчеркивает, что ферромагнитные минералы имеют тенденцию располагаться длинными осями в плоскости залегания кластических осадков и вдоль слонности метаморфических пород. Эта ориентировка приводит к параллельности плоскости максимальной магнитной восприимчивости и плоскости текстуры. В работе М. Д. Фуллера [96] рассматривается анизотропия сланцев Уэльса, которая определяется выравниванием кристаллографических осей частиц пирротина. Восприимчивость в плоскости кливажа была почти на 100% выше соответствующей восприимчивости в перпендикулярном направлении. Однако при этом автор считает, что зерна пирротина вкраплены в немагнитную (парамагнитную) матрицу, которая не вносит своего вклада в магнитную анизотропию. С этим положением трудно согласиться на основе выполненных нами экспериментов на мономинеральных и других естественных глинах, в которых экспериментально показано, что магнитная анизотропия глин во многом определяется самими глинистыми минералами в связи с их пластинчатой или вытянутой формой. На примере образцов нескольких глин нами показано [52, 55, 59, 60], что роль ферромагнитной примеси в магнитной анизотропии некоторых глин может быть ничтожной и практически полностью обязанной анизотропии формы частиц самих глинистых минералов.

Кроме того, Л. Гранар и Р. Кинг [100, 107] отмечают, что в некоторых осадочных породах магнитный материал не ответствен за основную часть магнитной восприимчивости. Из этих работ, по-видимому, возникает необходимость учета вклада силикатных минералов в магнитную анизотропию всей породы в целом.

В работах И. Грэхэма [99] подчеркивается, что горизонтально залегающие осадки имеют восприимчивость, которая характеризуется эллипсоидом с минимальной осью, перпендикулярной к плоскости напластования. Однако образец песчаника, отобранный из складчатой зоны, имеет максимальную восприимчивость, перпендикулярную к напластованию, и минимальную — в плоскости напластования. Отсюда следует, как это будет показано ниже, что даже осадочные породы далеко не всегда имеют горизонтально ориентированную текстуру, которая может быть существенно видоизменена под влиянием процессов коагуляции и боковых напря-

жений. Аналогичные данные получены И. Грэхэмом на образцах сланцев и диабазов.

В работе Ф. Д. Стэси [123] приводятся данные по магнитной анизотропии долеритов, базальтов и порфиритов. Им показано, что метод измерения механических моментов может быть весьма полезным для исследования физических причин магнитной анизотропии. Кроме того, Ф. Д. Стэси показал, что при разложении кривой $M = \varphi(\theta)$ в ряд Фурье для минералов кубической структуры член $M_2 \sin 2\theta$ действительно описывает анизотропию формы, а член $M_4 \sin 4\theta$ — кристаллографическую анизотропию. Очень интересны замечания Ф. Д. Стэси относительно связи магнитной анизотропии с величиной действующих напряжений. Так, он считает, что при давлениях ~ 2500 кгс/см² структура доменов кубических кристаллов может изменяться, что неизбежно отразится на величине магнитной анизотропии. По мнению Л. Нееля [46], для гематита это давление может быть порядка 500 кгс/см². Эти данные могут представлять известный интерес для инженерной геологии для оценки величин напряжений, действующих в массивах скальных пород.

Д. Б. Стоне [124], применив модель эллипсоида вращения, оценил магнитную анизотропию фонолита (трахит, содержащий фельдшпатонды). Во всех измеренных образцах оказалось, что плоскость течения близка к плоскости, в которой лежат максимальная и средняя оси эллипсоида. Показательно, что Стоне приводит данные по магнитной анизотропии породы, состоящей в основном из кварца и слюды с очень незначительной примесью лейкоксена — измененного продукта ильменита. Остаточная намагниченность такой породы оказалась очень слабой $\sim 1,3 \cdot 10^{-7} \frac{\text{Гс} \cdot \text{см}^3}{\text{г}}$, но минимальная восприимчивость была на 20—25% меньше средней. Этот факт также подтверждает наличие существенной магнитной анизотропии, не связанной с ферромагнитными минералами. В этой же работе проведено качественное сопоставление данных по магнитной анизотропии с анализом исследованных шлифов, в результате чего автор отмечает достаточно хорошую корреляцию.

В работах А. Я. Власова и Г. В. Коваленко [16], по существу, повторяются исследования Ф. Стэси с той лишь разницей, что они проводили эксперимент на осадочных породах. В частности, по данным Стэси [123], отклонение вектора естественной остаточной намагниченности от направления геомагнитного поля за счет магнитной анизотропии составляет величину около 3°, а по данным Г. В. Коваленко 4—10°. По мнению Ф. Стэси и С. Банерджи [89], причинами магнитной анизотропии горных пород, связанными с наличием в них ферромагнетика, могут быть следующие: выравнивание анизотропных по форме зерен, выравнивание кристаллографических осей магнитных кристаллов, выравнивание доменов; агрегация магнитных зерен; внешние напряжения. В большинстве случаев в горных породах выделяют два вида магнитной анизотро-

нии: формы ($\sin 2\theta$) и кристаллографическую ($\sin 4\theta$). Анизотропия формы обусловлена формой тела, которая определяет размагничивающее поле в соответствии с выражением

$$I = \kappa_a H_{ex} = \kappa H_{eff} = \kappa (H_{ex} - NJ),$$

где κ_a — кажущаяся восприимчивость, κ — действительная восприимчивость, H_{eff} — эффективное поле, N — размагничивающий фактор, H_{ex} — внешнее поле.

Из простых геометрических соображений можно показать, что плотность магнитостатической энергии для однодоменной ферромагнитной частицы записывается в виде

$$E_p = \frac{1}{2} I_s^2 (N_b - N_a) \sin^2 \varphi,$$

где I_s — спонтанная намагниченность, φ — угол между I_s и длинной осью частицы, N_a , N_b — размагничивающие факторы.

Несмотря на то что в теории ферромагнетизма анизотропией формы обычно наделяют только ферромагнитные тела и для этого случая существует рассмотренная выше теория размагничивающих полюсов, анизотропия формы пара- и диамагнитных кристаллов в природе существует. На такого рода анизотропию указывали П. Селвуд, А. Роуз-Инс, Я. Г. Дорфман и др. [29, 71]. Нашими экспериментами на исключительно сильно анизотропных по форме, но парамагнитных по свойствам частицах глинистых минералов анизотропия формы также доказана. Физическая теория этого явления пока еще не разработана, хотя в литературе на этот счет имеются некоторые гипотетические суждения (Ван-Флек, Хебб, Кришнан, Мукерджи, Я. Г. Дорфман), суть которых сводится к наличию в кристаллах анизотропных электрических полей, обуславливающих анизотропию κ .

Кристаллографическая магнитная анизотропия обычно характеризуется разницей в энергии, которую нужно затратить, намагничивая кристалл по разным кристаллографическим направлениям. Количественно плотность энергии анизотропии характеризуется формулой Н. С. Акулова, которая, например, для кубической структуры записывается в виде

$$F_k = K_0 + K_1 (\alpha_1^2 \alpha_2^2 + \alpha_2^2 \alpha_3^2 + \alpha_3^2 \alpha_1^2) + K_2 \alpha_1^2 \alpha_2^2 \alpha_3^2 + \dots,$$

где K_1 и K_2 — первая и вторая константы магнитной кристаллографической анизотропии; α_1 , α_2 , α_3 — косинусы углов между I_s и тетрагональными осями кристалла.

Минералы некубической структуры даже в слабых магнитных полях создают такую магнитную анизотропию (гематит, пирротин).

Кроме двух основных видов магнитной анизотропии, в ферромагнитных частицах горных пород могут встречаться и другие формы анизотропии. Так, в связи с развитием магнитострикционных явлений возникает так называемая анизотропия напряжений, вследствие диффузии атомов при высокой температуре — диффузионная анизотропия, как результат пластичных деформаций

кристалла — анизотропия деформации; при несимметричном расположении атомов на поверхности кристалла — поверхностная магнитная анизотропия и, наконец, обменная анизотропия в результате взаимодействия ферро- и антиферромагнитной фаз. Все эти виды анизотропии представляют узкоспециальный интерес, и поэтому мы не будем останавливаться на их подробной характеристике.

Все вышезложенное приводит к выводу о том, что природа магнитной анизотропии осадочных пород изучена пока еще недостаточно. Это связано со слабой намагниченностью осадочных пород, сложностью механизма возникновения магнитной анизотропии в них, так как она зависит от вида, формы, размера ферромагнитного минерала, давления, температуры и других факторов [122].

§ 2. МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ МОНОКРИСТАЛЛОВ ОСНОВНЫХ ФЕРРОМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Магнитная анизотропия монокристаллов естественных ферромагнитных минералов изучена еще недостаточно. Основная причина такого положения — высокая дисперсность монозерен, наличие примесей как в решетке кристаллов, так и на макроуровне. Тем не менее в литературе имеется относительно небольшое количество работ, посвященных магнитной анизотропии того или иного ферромагнитного минерала. Краткому обзору этих данных посвящается настоящий параграф.

Гематит. Многие исследователи неоднократно подчеркивали, что магнитные характеристики этого минерала (магнитная жесткость, термоостаточная и химическая намагниченность, магнитная анизотропия) до настоящего времени не объяснены должным образом. Некоторые из них полагают, что кристалл гематита в пределах базальной плоскости [001] магнитоизотропен. Ф. Стеси и С. Банерджи [89] в базальной плоскости гематита на кривых $M = f(\theta)$ обнаружили гармоники $\sin 6\theta$ с относительно небольшой амплитудой и большие гармоники $\sin 2\theta$ и $\sin 4\theta$. Эти эффекты авторы объясняют внутренними стрикционными деформациями кристаллов гематита. Такой же точки зрения придерживаются Юрхарт и Гольдман [43]. А. Я. Власов и Н. В. Федосеева определили константу магнитной анизотропии в базальной плоскости гематита в интервале температур от -140° до 730°C . Показано, что в этом температурном интервале K уменьшается и остановится равной 0 в точке Нееля.

По данным Вольфарта [43], величина константы магнитной анизотропии в пределах базальной плоскости изменяется от 10^{-4} до 10^{-2} Эрг/см³, а значение P -фактора всегда больше 10^2 . Такая значительная анизотропия, по мнению С. Уеда, М. Фуллера и др. [125], не может быть анизотропией формы, а обусловлена кристаллографической анизотропией. В базальной плоскости отношение $\frac{z_{\max}}{z_{\text{cp}}}$ изменяется от 1,03 до 2,90 вне зависимости от формы образца в плоскости.

По данным К. Крира [94], на монокристаллах гематита магнитная восприимчивость вдоль оси C резко уменьшается от значения $20 \cdot 10^{-6}$ CGSM, в то время как в пределах базальной грани она остается постоянной.

Как уже отмечалось в § 2 гл. II, гематит (по Л. Неелю) при температурах выше 260 К является очень слабым «паразитическим» ферромагнетиком с анизотропными магнитными свойствами в базальной плоскости. Направление максимальной магнитной восприимчивости χ_{\max} лежит в этой плоскости, а направление минимальной восприимчивости — вдоль тройной оси C . Считается, что в гематите имеется три минимальных энергетических положения антиферромагнитной оси в базальной плоскости и остаточная намагниченность может находиться в базальной плоскости под прямым углом к любому из них.

Гётит. Магнитная анизотропия синтезированного гётита исследована А. Я. Власовым и другими методом вращательных моментов. Эти авторы показали, что максимальная амплитуда в $0,1$ эрг/см³ достигается только в полях 18 кЭ. Однако, поскольку гётит в этих опытах осаждается совместно с каолином, с нашей точки зрения не исключено участие последнего в формировании анизотропии магнитной восприимчивости такого синтезированного образца. Это также относится к опытам тех же авторов по изучению изменения магнитных свойств α -FeOОН под действием внешних напряжений, когда наблюдалось увеличение одноосной анизотропии и этот эффект объяснялся выравниванием кристаллографических осей гётита.

Одна из последних работ, посвященных магнитным свойствам гётита, выполнена И. Хэдли, который наблюдал слабый ферромагнетизм только вдоль оси C , исчезающий при температуре выше точки Нееля ($\sim 110^\circ\text{C}$). Причиной возникновения в антиферромагнитном гётите слабого ферромагнетизма И. Хэдли считает замещение Fe^{+3} на немагнитный Al^{+3} , в результате чего образуется спиновый разбаланс в антиферромагнитных подрешетках. Анизотропия магнитной восприимчивости монокристалла гётита демонстрируется различием в кривых намагничивания. В результате дефектов решетки гётита и возможности образования ферромагнитной компоненты не исключено наличие обменной анизотропии в результате взаимодействия ферро- и антиферрокомпонент.

Лепидокрокит. По данным Г. В. Лосевой [40], лепидокрокит при температурах ниже 180°C является парамагнетиком и поэтому не обладает магнитной анизотропией. Однако этот вывод сделан только на основании отсутствия петель гистерезиса для синтезированного порошка γ -FeOОН и поэтому, если полизернистый образец γ -FeOОН действительно обладает парамагнитными свойствами, то это еще не означает, что монокристалл парамагнитного лепидокрокита не обладает анизотропией магнитной восприимчивости.

Пирротин. Магнитная кристаллографическая анизотропия пирротина изучена Т. Нагатой, Никольсом, Вольфартом и другими

[112]. По этим данным трудное направление намагниченности параллельно псевдогексагональной оси, а легкое направление намагниченности — базальной плоскости, внутри которой константа анизотропии порядка 10^{-2} эрг/см³.

М. А. Грабовский и О. Н. Жерденко [25], исследовавшие доменную структуру пирротинов, пришли к выводу о его значительной кристаллографической анизотропии. Для ферромагнитного пирротина характерно наличие трехосной магнитной анизотропии, когда пирротин в направлении оси *C* намагничивается только в весьма больших полях, а в плоскости пинакоида — в слабых. По данным С. Кайя и С. Мийяхара, в плоскости пинакоида лежат три оси легкого намагничивания (по 1120, 1210 и 2110) и три оси среднего намагничивания (по 1010, 0110 и 1100).

§ 3. МЕТОД МАГНИТНОЙ АНИЗОТРОПИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКСТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Проблема оценки текстуры как одного из факторов, определяющих прочность пород, специфику их деформируемости, анизотропное распределение напряжений, а также анизотропию физико-механических свойств, является одной из центральных проблем современной инженерной геологии. Однако, к сожалению, решение этой задачи во многом тормозится отсутствием достаточно надежных методов изучения текстуры, позволяющих исследовать ее количественно в трехмерном пространстве. Критика существующих методов изучения текстуры дисперсных грунтов содержится в ряде работ [59, 67]. Основные их недостатки, с нашей точки зрения, сводятся к следующему:

1) большинство методов (исключая рентген) являются плоскостными; они позволяют изучать текстуру в пределах какого-то участка заранее выбранной плоскости или поверхности (оптический метод, метод реплик, сканирующий электронный микроскоп и др.);

2) отсутствие надежных количественных показателей текстуры;

3) отсутствие надежной привязки осей текстуры к каким-либо направлениям или плоскостям в пространстве;

4) отсутствие статистических данных по образцам достаточно большого объема;

5) невозможность изучения текстуры на образцах естественной влажности — плотности;

6) масштаб оцениваемых участков текстуры не соответствует размеру образцов, обычно используемых при оценке физико-механических свойств;

7) существенные погрешности в методике приготовления образцов для текстурного анализа;

8) отсутствие строгих критериев степени нарушенности исходной естественной структуры — текстуры образцов, допущенной в результате предварительной подготовки;

9) технологические трудности подготовки образцов к текстур-

ному анализу, обуславливающие необходимость затраты большого времени для их предварительной подготовки.

Метод магнитной анизотропии, примененный нами для изучения текстур глин и их перестройки под влиянием различных механических деформаций, обладает рядом преимуществ по сравнению с существующими методами. Наиболее важным из них является возможность количественной оценки текстуры в трехмерном пространстве. Кроме того, метод позволяет работать на образцах макроразмера ($d \approx 2$ см и более); на образцах естественной влажности — плотности; процедура приготовления образцов также достаточно проста. Однако метод требует учета и анализа ферромагнитного компонента в исследуемых образцах, поскольку экспериментально измеряется анизотропия магнитной восприимчивости, а она, естественно, будет зависеть от наличия в породе сильномагнитных минералов. Как показал большой опыт измерений, эта трудность никогда не является непреодолимой и, кроме того, определенную помощь оказывает Фурье-анализ экспериментальных кривых.

Обычно, как уже отмечалось, геофизики связывают магнитную анизотропию горных пород с наличием ферромагнитных минералов и считают, что она обусловлена кристаллографической анизотропией ферромагнетиков и анизотропией формы их частиц.

В § 1 отмечалось, что для магнитно-изотропного вещества намагниченность во внешнем поле записывается в виде уравнения $I = \chi H$.

Теория метода магнитной анизотропии заключается в описании анизотропной величины магнитной восприимчивости χ в виде тензора второго ранга (Гранар, Ранкорн) [100]

$$\begin{vmatrix} \chi_{11} & \chi_{12} & \chi_{13} \\ \chi_{21} & \chi_{22} & \chi_{23} \\ \chi_{31} & \chi_{32} & \chi_{33} \end{vmatrix}.$$

Намагниченность вдоль осей координат в этом случае соответственно записывается в виде уравнений

$$I = \chi_{11}H_1 + \chi_{12}H_2 + \chi_{13}H_3 = \sum_{j=1}^{j=3} \chi_{1j}H_j,$$

$$I = \chi_{21}H_1 + \chi_{22}H_2 + \chi_{23}H_3 = \sum_{j=1}^{j=3} \chi_{2j}H_j,$$

$$I = \chi_{31}H_1 + \chi_{32}H_2 + \chi_{33}H_3 = \sum_{j=1}^{j=3} \chi_{3j}H_j.$$

Если, например, магнитное поле приложено вдоль координатной оси X , то $H = (H_1, 0, 0)$ и соответственно

$$I = \chi_{11}H_1; \quad I_2 = \chi_{21}H_1; \quad I_3 = \chi_{31}H_1,$$

где χ_{11} соответствует магнитной восприимчивости вдоль оси X , а χ_{21} и χ_{31} являются поперечными компонентами.

В геометрической интерпретации тензор магнитной восприимчивости может быть представлен в виде эллипсоида вращения (в случае изотропии — сферой), у которого величины главных осей задаются диагональными членами матрицы в соответствии с выражением

$$\begin{aligned} \kappa_{11} &= \lambda_1 + \kappa_{cp}, \\ \kappa_{22} &= \lambda_2 + \kappa_{cp}, \\ \kappa_{33} &= \lambda_3 + \kappa_{cp}, \end{aligned} \quad (a)$$

где κ_{ii} — длина оси эллипсоида, κ_{cp} — средняя магнитная восприимчивость образца, подлежащая независимому экспериментальному определению, λ_n — корень кубического уравнения.

Таким образом, задача отыскания и описания текстуры сводится к нахождению величин векторов κ_{11} ; κ_{22} ; κ_{33} и их положения в пространстве относительно исходной системы координат.

Если анизотропный образец подвесить на тонкой кварцевой нити во вращающемся магнитном поле и измерять вращательный момент в зависимости от угла поворота магнитного поля, то в результате получаются кривые синусоидального типа. При этом зависимость механического момента вращения образца (M) от угла поворота магнитного поля (Θ) записывается в виде ряда Фурье $M = M_0 + M_1 \sin(\Theta + \varphi) + M_2 \sin 2\Theta + M_4 \sin 4\Theta$.

В данном уравнении, как показывает опыт предыдущих исследований и наш собственный, преобладающим членом является $M_2 \sin 2\Theta$, который описывает суммарную анизотропию формы частиц всех минералов, из которых состоит порода, т. е. текстуру, и поэтому в дальнейшем эту гармонику будем называть текстурной.

Если измеряемый образец с маркированными осями координат поместить во вращающемся магнитном поле так, чтобы ось X образовала угол Θ с магнитным полем, то величины намагниченности по горизонтальным осям координат можно записать в виде

$$\begin{aligned} I_1 &= \kappa_{11} H \cos \Theta + \kappa_{12} H \sin \Theta, \\ I_2 &= \kappa_{21} H \cos \Theta + \kappa_{22} H \sin \Theta. \end{aligned}$$

Отсюда можно подсчитать величину возникающего механического момента M :

$$M = (I_2 \cos \Theta - I_1 \sin \Theta) H = H^2 [\kappa_{21} \cos^2 \Theta + \kappa_{22} \sin \Theta \cos \Theta - \kappa_{11} \cos \Theta \times \times \sin \Theta - \kappa_{12} \sin^2 \Theta] = H^2 [1/2 (\kappa_{22} - \kappa_{11}) \sin 2\Theta + \kappa_{21} \cos 2\Theta].$$

Итак, величина механического момента может быть записана в виде уравнения:

$$M = H^2 [1/2 (\kappa_{22} - \kappa_{11}) \sin 2\Theta + \kappa_{21} \cos 2\Theta],$$

где M — механический момент, H — напряженность поля, Θ — угол поворота вокруг образца, κ_{22} ; κ_{11} ; κ_{21} — члены матрицы.

Подставляя в это уравнение любые два значения момента $M_1 = \varphi(\Theta_1)$ и $M_2 = \varphi(\Theta_2)$ для всех трех экспериментальных кривых, находим величины разностей между главными значениями магнитной восприимчивости $(\kappa_{22} - \kappa_{11})$; $(\kappa_{33} - \kappa_{22})$; $(\kappa_{33} - \kappa_{11})$, а также все недиагональные члены матрицы. Затем тензор (κ_{ij}) представляется в виде суммы девиатора и шарового тензора

$$(\kappa_{ij}) = \hat{(\kappa_{ij})} + 1/3 (\sum \kappa_{ij}) (J)$$

с тем, чтобы найти главные оси девиатора, которые также будут главными осями тензора и главными осями искомой текстуры. При этом в соответствии с теорией тензорного анализа записываем:

$$\hat{\kappa}_{11} = \frac{\kappa_{11} - \kappa_{22}}{3} + \frac{\kappa_{11} - \kappa_{33}}{3},$$

$$\hat{\kappa}_{22} = \frac{\kappa_{22} - \kappa_{33}}{3} + \frac{\kappa_{22} - \kappa_{11}}{3},$$

$$\hat{\kappa}_{33} = \frac{\kappa_{33} - \kappa_{11}}{3} + \frac{\kappa_{33} - \kappa_{22}}{3},$$

причем $\sum \kappa_{ii} = 0$.

После этого матрица расписывается в кубическое уравнение вида

$$\lambda^3 + a_2 \lambda + a_3 = 0,$$

используя решения которого λ_1 ; λ_2 ; λ_3 можно с помощью выражения (а) подсчитать κ_{11} ; κ_{22} ; κ_{33} . Далее, подставляя в девиатор значения найденных корней λ_1 ; λ_2 ; λ_3 , находят направляющие косинусы главных осей текстуры, после чего эллипсоид может быть построен. Все процедуры решения кубического уравнения, отыскания направляющих косинусов, разложение экспериментальных кривых в ряд Фурье осуществлялись на вычислительной машине М-222.

Методика измерений. Для того чтобы получить достаточно точные измерения магнитной восприимчивости, необходимо соблюдать ряд требований как к измерительной аппаратуре, так и к измеряемому образцу. Во-первых, необходимо, чтобы образец измерялся в однородном магнитном поле, это поле должно быть симметричным, т. е. подвес образца должен быть строго вертикальным и симметричным относительно зазора электромагнита. Если магнитное поле неоднородно, то может появиться ложная анизотропия как следствие того, что испытуемый образец при вращении в магнитном поле попадает в области различной напряженности. Сам образец должен быть по своей структуре достаточно однородным, ибо в противном случае можно получить эффект, аналогичный измерениям в асимметричном поле.

Обычно измерения магнитной восприимчивости выполняют либо в «малых» полях, с тем, чтобы не разрушить остаточную естественную намагниченность, либо в «больших» полях (несколько тысяч эрстед). В этой связи можно говорить о магнитной анизотро-

пии, обусловленной остаточной намагниченностью, пропорциональной H , которая связана с магнитной предысторией породы, и об анизотропии магнитной восприимчивости, пропорциональной H^2 , которая определяется набором минералов в породе и их расположением в пространстве. В практике измерений в первом случае обычно используют небольшие магнитные поля в интервале от земного до 100Э, а во втором случае стремятся работать в насыщающих полях (10—30 кЭ).

Выбор напряженности поля, при которой производят измерения магнитной анизотропии, обычно определяется поставленными задачами. Ф. Стэси считает, что анизотропия, обусловленная формой частиц и выравниванием кристаллографических осей одноосных кристаллов, может быть измерена в «слабых» и «больших» полях, а кристаллографическое выравнивание кубических кристаллов — только в больших полях. Доменное выравнивание можно наблюдать только в низком поле, так как поля высокой напряженности его разрушают, а цепочечное агрегирование частиц может исследоваться обоими методами. Л. Гранар [100] считает, что для стабильных измерений анизотропии остаточной намагниченности напряженность поля не должна превышать 5—10Э. Чувствительность измерительной аппаратуры определяется длиной подвески, упругими параметрами нити, квадратом напряженности магнитного поля, температурой среды (тепловой шум).

Существует несколько методов измерения магнитной анизотропии. Обычно требуется, чтобы чувствительность измерительной аппаратуры была не ниже $10^{-7} \frac{\text{Гс} \cdot \text{см}^3}{\text{г}}$.

Один из первых методов измерения базируется на использовании крутильного магнитометра [98], когда определяется магнитная восприимчивость на образцах кубической формы во всех 24 возможных позициях. Однако чувствительность такого магнитометра невысока, в связи с чем часто бывает невозможно производить измерения на осадочных породах. С другой стороны, методика измерений слишком трудоемка. Наиболее распространенным прибором для измерения магнитной анизотропии является крутильный магнитометр (магнитный анизометр) [89, 98, 100, 107], который состоит из источника однородного магнитного поля (обычно электромагнит или кольца Гельмгольца) и системы подвески, состоящей из тонкой кварцевой или фосфористо-бронзовой упругой нити, на которой подвешивается исследуемый образец. Для измерений обычно используют образцы в форме шара, диска или цилиндра, с тем чтобы избежать влияния фактора формы образца в горизонтальном сечении, поскольку в данном методе при подвеске образца за какую-то выбранную вертикальную ось измеряется анизотропия суммы горизонтальных сечений образца. При работе данным методом часто используется оптическая система регистрации отклонения образца от начального положения при вращении вокруг него магнитного поля. Однако если образец отклоняется на угол, больший 1° , то возможны ошибки в конечном результате и, кроме того,

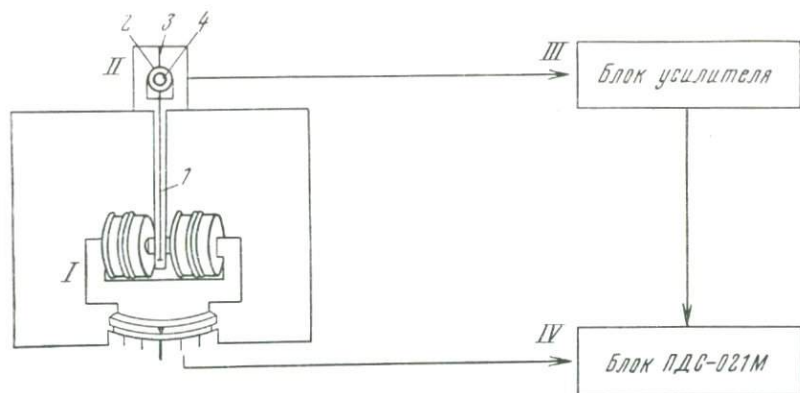


Рис. 25. Схема магнитного анизометра

могут появиться ошибки, связанные с неоднородностью внешнего поля при возможности изменения положения образца в пространстве. В наших работах применен магнитный анизометр, работающий на принципе компенсации вращательного момента. Более подробно конструкция и методика работы на анизометре будут рассмотрены ниже.

В последнее время используют спиновый магнитометр [110], когда в образце, вращающемся в переменном магнитном поле, возникает переменный во времени сигнал двойной частоты по сравнению с частотой «спинирования».

Достаточно широкое применение нашел также «мостиковый» метод [110], когда испытуемый образец работает как элемент для балансирования цепи при различных ориентациях образца.

Для измерений магнитной анизотропии нами использовался магнитный анизометр (рис. 25), который состоит из следующих узлов.

I. Электромагнит, установленный на вращающейся платформе. Вращение электромагнита осуществляется с помощью электромотора и редуктора, позволяющего задавать скорость вращения в 1 и 2 об/мин. Специальная схема коммутации позволяет вращать электромагнит в обоих направлениях с автоматическим выключением электромотора точно через один полный оборот с помощью концевого выключателя. Вращение электромагнита может быть остановлено в любой точке измеряемой кривой и при необходимости изменено на обратное.

II. Система подвески состоит из упругой нити (3), на которой подвешен промежуточный кварцевый стержень с держателем образца (1). Система подвески работает на компенсационном принципе, а именно, при возникновении вращательного механического момента в образце этот момент компенсируется подачей электрического сигнала на катушку (2), магнитное поле которой взаимодействует с полем ферритового стержня (4), в результате чего вся система подвески возвращается в исходное начальное положение. Электрический ток, подаваемый с блока усилителя, является

мерой механического момента, и этот сигнал автоматически записывается по оси ординат на двухкоординатном самописце ПДС-021м.

III. Блок усилителя задает электрический сигнал на катушку (2) в соответствии с величиной механического момента, возникающего в образце.

IV. Двухкоординатный самописец ПДС-021м производит автоматическую запись зависимости механического момента от угла поворота магнитного поля $M = \varphi(\Theta)$. При этом по оси ординат записывается электрический сигнал, пропорциональный M , а по оси абсцисс — сигнал, пропорциональный углу поворота электромагнита (Θ), что осуществляется с помощью потенциометра, связанного с осью вращения платформы. Кроме того, в установке имеется специальный блок стабилизации постоянного тока в катушках электромагнита, что представляется совершенно необходимым, так как момент M зависит от квадрата напряженности магнитного поля и поэтому необходимо, чтобы величина напряженности поля была строго постоянной в течение всего периода измерений.

На начальной стадии измерений вместо описанной системы подвески использовались кварцевые нити диаметром от 3 до 200 μ . Калибровка кварцевых нитей производилась методом свободных крутильных колебаний, измерение периода которых позволяло рассчитать упругую константу нити. В частности, калибровка вышеописанной системы производилась также с помощью кварцевой нити и образца-эталоны, изготовленного из оргстекла с известными геометрическими размерами, массой и моментом инерции. Поэтому, произведя измерения на образце-эталоны при одном и том же магнитном поле и получив две кривые $M = \varphi(\Theta)$, можно оценить чувствительность магнитного анизометра, которая равна $10^{-9} \frac{\text{Гс} \cdot \text{см}^3}{\text{г}}$.

Такая чувствительность установки вполне достаточна для работы на любых осадочных породах, поскольку средняя объемная магнитная восприимчивость породы обычно порядка $10^{-6} \frac{\text{Гс} \cdot \text{см}^3}{\text{г}}$.

Подробный анализ ошибок, которые могут встречаться при измерениях анизотропии магнитной восприимчивости методом вращательных моментов, выполнен Р. Ф. Кингом [107], который, в частности, показал, что постоянный член M_0 в уравнении, согласно Ф. Стэси, объясняется наличием вращательного гистерезиса. Гармоника одинарного угла $\sin \Theta$ обычно трактуется как результат взаимодействия горизонтального компонента остаточной намагниченности с любым переменным компонентом dH поля H . Однако Ф. Стэси [122] считает, что появление гармоники $\sin \Theta$ может быть связано только с наличием объемной анизотропии или асимметрии подвески. Всеми исследователями для горных пород установлена доминирующая роль гармоники $\sin 2\Theta$. Однако Р. Кинг и А. Рис считают, что существуют три механизма, которые могут приводить к появлению ложных 2Θ -компонент. Это — эффект формы образца, неоднородность магнитного поля, остаточная намагниченность об-

разца. Более высокие 3θ -, 4θ - и 6θ -гармоники обычно связывают с нарушениями анизотропии образца, аппроксимируемой эллипсоидом. Иногда отдельные ферромагнитные частицы могут обладать очень сложной физической природой анизотропии, включая кристаллографический компонент.

В заключение следует отметить, что примененный метод позволяет достаточно точно определять направления главных восприимчивостей (поскольку они не связаны с величиной средней восприимчивости) и несколько хуже рассчитывать их величину. Все измерения анизотропии магнитной восприимчивости производились на сферических маркированных по осям координат образцах диаметром 18 мм. Каждый образец последовательно подвешивался за три координатные оси X , Y , Z в зазоре вращающегося электромагнита, создающего магнитное поле напряженностью 9000Э. В соответствии с обозначениями ось Z всегда характеризовала вертикальную ось, ось Y — направление плоскостного сдвига, а в случае сдвига в стабилometре ось Y задавалась лежащей в плоскости сдвига ($\perp Z$). В результате измерений с каждого образца получались три синусоидальные кривые зависимости механического момента от угла поворота поля $M = \varphi(\theta)$. Далее эти кривые обсчитывались на электронно-вычислительной машине М-222 в соответствии с вышеизложенной теорией (табл. 11). В конечном итоге строились фигуры эллипсоидов, описывающие ту или иную текстуру, а также рассчитывался коэффициент объемной ориентации частиц

$$K_m = \frac{\chi_{\max} + \chi_{\text{cp}}}{2\chi_{\min}},$$

который представляет собой отношение суммы значений главных максимальной и средней магнитных восприимчивостей к удвоенному значению минимальной магнитной восприимчивости и частные коэффициенты ориентации, характеризующие текстуру в пределах координатных плоскостей. Кроме того, подсчитывалась угловая характеристика α , которая характеризует расположение в пространстве оси или плоскости преимущественной ориентации частиц относительно горизонтальной плоскости.

Если исследуемый образец явно содержит большое количество ферромагнитных минералов, то программа предусматривает предварительное разложение экспериментальных кривых в ряд Фурье, в результате чего выделялись «текстурная гармоника» $\sin 2\theta$ и кристаллографическая — $\sin 4\theta$. В большинстве случаев Фурье-анализ, выполненный по Стэси [122] вручную, показал, что гармоника $\sin 4\theta$ для мономинеральных глин обычно не превышает 0,1 амплитуды экспериментальной кривой. Поэтому в таких случаях обсчитывались непосредственно экспериментальные кривые, так как они по существу представляют собой текстурную гармонику $M_2 \sin 2\theta$.

Некоторые результаты количественной характеристики
текстур, полученных расчетом на ЭВМ

Номер образца	Расчетные результаты ЭВМ			Коэффициент объемной ориентации частиц K_M	Генезис породы	
№ 152. $H=8650$ Э, $\alpha=11,90 \cdot 10^{-6}$						
1	1. $M_1=f(\Theta_1)$	24,00	-35,00	8,00	1,42	Морской (некоагуляционный)
	$M_2=f(\Theta_2)$	143,00	143,00	11,30		
	2. α_{ij} X	0,94	-0,32	-0,14		
	Y	0,33	0,94	0,04		
	Z	0,12	-0,08	0,99		
3. α_{ij}	13,16	13,38	9,32			
4. α	83	95	9			
α'	20	71	14			
№ 13. $H=8650$ Э, $\alpha=2,97 \cdot 10^{-6}$						
2	1. $M_1=f(\Theta_1)$	-1,90	-0,39	1,18	1,06	Морской (коагуляционный)
	$M_2=f(\Theta_2)$	11,85	-11,85	0,79		
	2. α_{ij} X	0,83	-0,56	-0,03		
	Y	0,56	0,82	0,08		
	Z	-0,02	-0,08	1,00		
3. α_{ij}	2,85	2,88	3,19			
4. α	91	95	5			
α'	34	56	69			
№ 128. $H=8650$ Э, $\alpha=5,50 \cdot 10^{-6}$						
3	1. $M_1=f(\Theta_1)$	63,60	-63,60	3,20	3,08	Озерный
	$M_2=f(\Theta_2)$	-163,60	156,00	-4,60		
	2. α_{ij} X	0,70	-0,66	-0,26		
	Y	0,69	0,73	0,01		
	Z	0,18	-0,18	0,97		
3. α_{ij}	7,14	6,91	2,28			
4. α	80	100	15			
α'	44	48	2			
№ 159. $H=8650$ Э, $\alpha=4,90 \cdot 10^{-6}$						
4	1. $M_1=f(\Theta_1)$	5,10	3,40	-0,34	1,02	Аллювиальный
	$M_2=f(\Theta_2)$	1,70	-0,17	0,50		
	2. α_{ij} X	0,84	0,54	-0,05		
	Y	-0,38	0,65	0,66		
	Z	0,39	-0,53	0,75		
3. α_{ij}	4,90	4,83	5,00			
4. α	67	122	41			
α'	24	50	86			

Номер образца	Расчетные результаты ЭВМ	Коэффициент объемной ориентации частиц $K_{\text{л}}$	Генезис породы
---------------	--------------------------	---	----------------

№ 109. $H=8550$ Э, $\alpha=18,00 \cdot 10^{-6}$

1. $M_1=f(\theta_1)$	-7,93	0,00	-6,40	1,00	Элювиальный
$M_1=f(\theta_2)$	-6,36	-6,36	-1,40		
2. $\alpha_{ij} X$	0,61	0,61	-0,50		
Y	-0,33	0,78	0,53		
Z	0,71	-0,16	0,68		
3. α_{ij}	17,81	18,09	17,92		
4. α	44	99	47		
α'	-29	52	47		

Условные обозначения:

1. $M_1=f(\theta_1)$ — механический момент.
2. $\alpha_{ij} (X, Y, Z)$ — направляющие косинусы главных осей.
3. α_{ij} — главные значения магнитных восприимчивостей.
4. α и α' — углы наклона главной оси или сечения к горизонтальной плоскости.

§ 4. МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ МОДЕЛЬНЫХ СИСТЕМ ГЛИНИСТЫЙ МИНЕРАЛ — ФЕРРОМАГНЕТИК

С целью выяснения природы анизотропии магнитной восприимчивости глинистых грунтов было приготовлено несколько серий парных модельных образцов глинистый минерал — ферромагнетик. Первая серия образцов получена по методике, описанной в § 2 гл. II, путем пропитки мономинеральных глин соответствующими растворами солей железа. Поэтому эта серия образцов условно названа «адсорбционными» моделями в отличие от второй серии образцов, в которой ферромагнетик вносился в виде измельченного порошка естественных ферромагнитных минералов и которые по этой причине названы «механическими» моделями. Содержание ферромагнетика во всех сериях задавалось в 3% по массе как наиболее близкое к среднему содержанию свободных форм железа в глинистых породах. Во второй серии «механических» моделей диспергированный ферромагнетик вносился в виде двух фракций — пылевой со средним размером частиц около 50 μ и глинистой фракции со средним размером частиц около 1 μ . Кроме того, каждый из модельных образцов с целью наиболее контрастного определения текстуры измерялся на магнитном анизометре в двух модификациях: с беспорядочной текстурой и с ориентированной текстурой, заданной уплотнением в одометре.

Как уже отмечалось, все образцы первой серии по данным термомагнитного анализа являются типичными суперпарамагнитными системами. Именно поэтому в серии «адсорбционных» моделей специально не изучалась магнитная анизотропия систем с высокодисперсным маггемитом и гематитом.

Магнитная анизотропия адсорбционных моделей глинистых минерал-ферромагнетик

№ п/п	Модель	Текстура	Направле- ние преиму- щественной ориентации глинистых частиц (α)	Главные значения магнитных восприимчивостей ($\chi \cdot 10^{-6}$)			Средняя магнитная восприимчи- вость $\chi_{\text{ср}} \cdot 10^{-6}$	Коэффициент объемной магнитной анизотропии $K_M = \frac{\chi_{\text{max}} + \chi_{\text{ср}}}{2\chi_{\text{min}}}$
				χ_X	χ_Y	χ_Z		
1	Каолин просяновский	Ориентированная	50°	1,0	1,2	1,1	1,1	1,05
		Беспорядочная	—	1,1	1,1	1,1		1,02
2	Каолин + гидроокись железа	Ориентированная	53°	2,0	2,0	1,7	1,9	1,15
		Беспорядочная	—	2,0	1,8	1,9		1,06
3	Каолин + гётит	Ориентированная	29°	7,3	7,4	6,7	7,1	1,10
		Беспорядочная	—	7,0	7,1	7,2		1,02
4	Каолин + лепидокрокит	Ориентированная	27°	3,0	3,0	2,7	3,0	1,10
		Беспорядочная	—	2,9	2,9	2,9		1,02
5	Бентонит огланлинский	Ориентированная	—	1,9	1,9	1,8	1,9	1,02
		Беспорядочная	—	1,9	1,8	1,9		1,02
6	Бентонит + лепидокро- кит	Ориентированная	—	5,8	5,8	5,8	5,8	1,0
		Беспорядочная	—	5,8	5,8	5,8		1,0
7	Бентонит + гётит	Ориентированная	—	3,3	3,3	3,3	3,3	1,01
		Беспорядочная	—	3,3	3,3	3,3		1,0
8	Бентонит + гидроокись железа	Ориентированная	—	5,2	5,2	5,2	5,2	1,00
		Беспорядочная	—	5,2	5,2	5,2		1,00

В табл. 12 приведены экспериментальные данные по измерению магнитной анизотропии систем, полученных на каолине и бентоните в паре с лепидокрокитом, гематитом, пирротинном и парамагнитной гидроокисью железа. Из этих данных прежде всего видно, что все модели с бентонитом являются магнитноизотропными. Только один этот факт подтверждает отсутствие вклада в магнитную анизотропию искусственно введенного высокодисперсного ферромагнетика. Магнитноизотропное состояние этих систем полностью определяется только бентонитом.

На системах с каолином магнитноанизотропными оказались только те образцы, на которых задавалась ориентированная текстура. При этом численные значения коэффициентов объемной ориентированности частиц K_M оказались такими же, как для чистого мономинерального каолинита и практически не зависящими от вида введенного ферромагнетика. Во всех случаях, за исключением модели с гидроокисью железа, $K_M=1,10$, что типично для каолинита.

В результате Фурье-анализа экспериментальных кривых рассматриваемых модельных систем установлено следующее.

Во-первых, для всех образцов с ориентированной текстурой по сравнению с образцами с беспорядочной текстурой наблюдается рост не только гармоник двойного угла, но также и гармоник четверного угла, что указывает на участие глинистых алюмосиликатных минералов в так называемой кристаллографической магнитной анизотропии. Этот факт для алюмосиликатных минералов установлен впервые.

Во-вторых, коэффициенты при гармониках T_2 и T_4 для бентонитовых систем существенно больше соответствующих аналогов у каолинитовых образцов и, более того, эти коэффициенты при гармониках T_2 и T_4 практически равны, что является дополнительным доказательством участия только монтмориллонитового минерала в измеренной магнитной анизотропии.

В табл. 13 приведены экспериментальные данные по магнитной анизотропии «механических» моделей. Как уже отмечалось, в этой серии образцов моделировались пылеватая (50 μ) и глинистая (1 μ) фракции ферромагнетика. Для каолинитовых систем при моделировании обеих этих фракций в образцах с ориентированной текстурой установлена следующая закономерность в качестве текстуры в зависимости от вида введенного ферромагнетика.

Во всех системах наилучшее качество текстуры зафиксировано в образцах с гематитом, промежуточное — с маггемитом и наихудшее — с магнетитом. Установленный факт легко объясняется (несмотря на то, что минералы принадлежат разным сингониям) с позиции кристаллографического сродства гематита и каолинита, имеющих гексагональный габитус монокристаллов. Это обстоятельство приводит к тому, что гематит более легко вписывается в текстуру каолинита, чем маггемит и магнетит.

В другой серии экспериментов исследовалась зависимость качества текстуры от концентрации порошкообразного ферромагнети-

**Магнитная анизотропия механических моделей
глинистый минерал—ферромагнетик**

Модель	Лабораторный номер	Средняя магнитная восприимчивость $\chi_{\text{ср}} \cdot 10^{-6}$	Коэффициент магнитной анизотропии K_M	Угол текстуры α
К б/п т-ра	442	1,4	1,11	26
К ор. т-ра	443	1,4	2,59	24
К+4% МГГ 50 мк б/п т-ра	444	98,7	1,05	40
К+4% МГГ 50 мк ор. т-ра	445	98,7	1,30	7
К+4% ГМ 50 мк ор. т-ра	446	11,7	1,83	26
К+4% ГМ 50 мк б/п т-ра	447	11,7	1,15	64
К+4% МГ 50 мк ор. т-ра	448	334,9	1,13	29
К+4% МГ 50 мк б/п т-ра	449	334,9	1,16	19
К+3% ГМ 1 мк б/п т-ра	450	8,9	1,04	68
К+3% ГМ 1 мк ор. т-ра	451	8,9	1,22	20
К+2% ГМ 1 мк ор. т-ра	452	8,0	1,19	40
К+2% ГМ 1 мк б/п т-ра	453	8,0	1,05	41
К+1% ГМ 1 мк ор. т-ра	454	3,4	1,41	13
К+1% ГМ 1 мк б/п т-ра	455	3,4	1,05	55
К+3% МГ 1 мк б/п т-ра	456	122,7	1,01	19
К+3% МГ 1 мк ор. т-ра	457	122,7	1,15	25
К+2% МГ 1 мк б/п т-ра	458	51,5	1,04	18
К+2% МГ 1 мк ор. т-ра	459	51,5	1,25	23
К+1% МГ 1 мк ор. т-ра	460	44,8	1,12	23
К+1% МГ 1 мк б/п т-ра	461	44,8	1,02	28
К+4% МГ 1 мк ор. т-ра	462	165,3	1,16	29
К+4% МГ 1 мк б/п т-ра	463	165,3	1,01	42
К+4% МГГ 1 мк ор. т-ра	464	93,9	1,20	39
К+4% МГГ 1 мк б/п т-ра	465	93,9	1,03	36
К+4% ГМ 1 мк ор. т-ра	466	13,6	1,11	4
К+4% ГМ 1 мк б/п т-ра	467	13,6	1,03	34
Гидрослюда ор. т-ра	468	9,1	1,20	20
Гидрослюда б/п т-ра	469	9,1	1,03	79
Г+4% ГМ 50 мк б/п т-ра	470	20,3	1,03	89
Г+4% ГМ 50 мк ор. т-ра	471	20,3	1,72	30
Г+4% МГГ 50 мк б/п т-ра	472	63,0	1,06	18
Г+4% МГГ 50 мк ор. т-ра	473	63,0	1,72	41
Г+4% ГМ 50 мк ор. т-ра	474	237,8	1,20	37
Г+4% ГМ 50 мк б/п т-ра	475	237,8	1,02	46
Г+4% МГГ 1 мк ор. т-ра	476	156,9	1,07	5
Г+4% МГГ 1 мк б/п т-ра	477	156,9	1,02	24
Г+4% МГ 1 мк ор. т-ра	478	223,3	1,09	41
Г+4% МГ 1 мк б/п т-ра	479	223,3	1,01	45
Г+4% ГМ 1 мк б/п т-ра	480	16,03	1,00	37
Г+4% ГМ 1 мк б/п т-ра	481	16,03	1,00	33
М+4% ГМ 1 мк ор. т-ра	482	9,2	1,02	34
М+4% ГМ 1 мк б/п т-ра	483	9,2	1,02	47
Монтмориллонит б/п т-ра	484	6,0	1,01	45
Монтмориллонит ор. т-ра	485	6,0	1,02	24
М+4% МГГ 1 мк ор. т-ра	486	63,1	1,04	15
М+4% МГГ 1 мк б/п т-ра	487	63,1	1,01	25
М+4% Г 1 мк б/п т-ра	488	53,9	1,01	46
М+4% МГ 1 мк ор. т-ра	489	53,9	1,04	13

Модель	Лабораторный номер	Средняя магнитная восприимчивость $\chi_{\text{ср}} \cdot 10^{-6}$	Коэффициент магнитной анизотропии K_m	Угол текстуры α
M+4% МГГ 50 мк ор. т-ра	490	97,8	1,07	31
M+4% МГГ 50 мк б/п т-ра	491	97,8	1,02	86
M+4% ГМ 50 мк б/п т-ра	492	13,2	1,05	40
M+4% ГМ 50 мк ор. т-ра	493	32,2	1,04	21
M+4% МГ 50 мк б/п т-ра	494	90,7	1,03	76
M+4% МГ 50 мк ор. т-ра	495	90,7	1,16	49

Условные обозначения: К — каолинит; Г — гидрослюда; М — монтмориллонит; МГ — магнетит, МГГ — маггемит, ГМ — гематит, б/п т-ра — беспорядочная текстура, ор. т-ра — ориентированная текстура.

ка при концентрациях 1, 2, 3, 4% (по массе). При всех концентрациях модели с магнетитом обладают худшим качеством текстуры, чем образцы с гематитом. Тем не менее даже гематитовая добавка приводит к ухудшению качества текстуры мономинерального каолинита (чем меньше концентрация гематита, тем выше качество текстуры).

В гидрослюдистых системах наблюдается лучшая связь гидрослюда с гематитом, чем с другими ферромагнитными минералами. Кроме того, в случае пылевой фракции ферромагнетика текстура систем в соответствии с численными значениями коэффициента K_{II} улучшается, а при введении глинистой фракции, наоборот ухудшается. По-видимому, в данном случае даже механическая примесь глинистой фракции ферромагнетика способствует агрегированию гидрослюда в отличие от пылевой фракции.

Наиболее яркое отличие монтмориллонитовых систем от каолинитовых и гидрослюдистых, как и в случае «адсорбционных» моделей, заключается в том, что все они практически магнитоизотропны. Можно отметить тенденцию образования текстуры весьма низкого качества, поскольку ни в одном из случаев коэффициент K_m не достигает значений даже 1,1. Тем не менее в монтмориллонитовых системах намечается тенденция к увеличению коэффициента K_m в случае пылевой фракции ферромагнетика, а также в системах с магнетитом. Таким образом, на фоне инертного в магнитном отношении монтмориллонита в отличие от других систем в их магнитной анизотропии начинает проявляться роль искусственно введенного ферромагнетика. Однако, с другой стороны, высокая физико-химическая активность монтмориллонита наглядно проявляется по снижению средних значений магнитной восприимчивости монтмориллонитовых систем (в 2—3 раза) по сравнению с каолинитовыми и гидрослюдистыми системами. Несмотря на то что рассматриваемые системы по существу представляют собой механическую смесь двух минералов, монтмориллонит в условиях водной среды способствует их энергичному окислению. Меха-

низм этого процесса подлежит специальному изучению, хотя гипотетически можно предположить, что он в основном связан с кислородом, адсорбированным на поверхности монтмориллонита.

Подводя итоги вышеизложенному, можно сделать следующие выводы. Во-первых, следует указать на магнитную изотропию всех монтмориллонитовых систем независимо от вида, дисперсности и способа введения ферромагнетика. Во-вторых, качество текстуры каолининовых «механических» систем зависит от минерального состава вводимого ферромагнетика в соответствии со следующим рядом: гематит — маггемит — магнетит. И, в-третьих, для всех исследованных систем характерна доминирующая роль глинистых минералов в формировании их магнитной анизотропии и текстуры.

§ 5. ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКСТУРЫ ГЛИН РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА, ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕКСТУР

За последние 10—15 лет в инженерной геологии особое внимание уделяется текстурному анализу глинистых пород. Для инженеров-геологов весьма важно научиться количественно описывать текстуру любой породы, с тем чтобы в дальнейшем либо путем строгих теоретических решений, либо путем отыскания корреляционных зависимостей оценивать вклад текстуры в прочность и деформируемость пород. Именно по этой причине качественный уровень описания текстуры, на котором работают литологи и петрографы, не может полностью удовлетворять геологов.

Длительное время решение этой задачи сдерживалось отсутствием надежных методов исследования. Однако в последнее время дополнительно к традиционному исследованию шлифов, электронной микроскопии и рентгеновскому анализу добавились новые методы, а именно радиочастотный электрический, автоматизированный рентгеновский анализ, численная характеристика электронно-микроскопических данных, метод магнитной анизотропии. В настоящее время для количественной оценки текстуры с некоторыми ограничениями может быть применен почти весь комплекс методов современной физической спектроскопии, включая такие методы, как ЯМР, ЭПР, ИК-спектроскопия, дифракция нейтронов, мессбауэровская спектроскопия.

Кроме того, как показал симпозиум в Гетеборге (1973), посвященный исследованию структуры и текстуры глинистых пород, для их оценки начинает применяться тензорный анализ, что представляется весьма важным и полезным.

Количественное изучение пространственной текстуры глинистых грунтов методом магнитной анизотропии начато сравнительно недавно. Первые результаты, полученные нами на мономинеральных пастах глин каолининового, гидрослюдистого и монтмориллонитового состава, показали, что метод магнитной анизотропии может быть весьма перспективным при оценке роли текстурного фактора в физико-механических свойствах глинистых грунтов. Применяя для описания объемной текстуры глинистых пород метод магнит-

ной анизотропии, целесообразно каждый тип текстуры характеризовать классификационным коэффициентом объемной ориентированности частиц K_m , а также угловой характеристикой α .

1. ГЛИНЫ МОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДРЕВНИЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Кембрийская глина (р-н г. Ленинграда). В этой глине плотной консистенции глинистая фракция в основном представлена гидрослюдой. Образцы глины имеют хорошо выраженную ориентированную текстуру в плоскости $X'OY'$, наклоненной к горизонту под углом $\sim 25^\circ$. Степень ориентированности частиц в этой плоскости по осям X' и Y' примерно в 2—3 раза выше, чем в перпендикулярном направлении Z' , т. е. данная текстура может быть описана эллипсоидом-диском (табл. 14, случай в).

Спондиловая глина (г. Киев). Образцы данной глины обладают видимой сланцеватостью. Глинистая фракция состоит из гидрослюд, монтмориллонитизированной гидрослюдой, галлуазита, каолинита и кварца. Спондиловая глина имеет ориентированную текстуру в плоскости $X'OY'$, наклоненную к горизонту под углом 35° . Ориентация частиц вдоль осей x' и y' в 5—6 раз выше, чем вдоль оси Z' .

Кинельская глина (Поволжье). Данная глина представляет собой достаточно грубодисперсное образование. Глинистые минералы в ней представлены в основном монтмориллонитом и гидрослюдой, а также отдельными частицами каолинита. В естественном состоянии глина находится в твердой консистенции. Текстура кинельской глины ориентирована в плоскости $Y'OZ'$, наклоненной к горизонтальной плоскости XOY под углом 64° . Ориентация частиц по осям Y' и Z' в этой плоскости в 4—5 раз выше, чем вдоль оси X' . Результаты изучения текстуры с помощью оптического микроскопа также указывают на высокую и однородную ориентацию частиц ($C=70\%$).

Юрская глина (г. Москва). Большая часть образцов юрской глины обладает идеально изотропной текстурой ($K_m=1$ (случай а)).

По данным магнитной анизотропии можно судить об изотропной, коагуляционной текстуре юрской глины, что может быть связано с интенсивной коагуляцией частиц на стадии седиментации, обусловленной значительным содержанием органического вещества ($\sim 3\%$) и растворимых солей (1%). Этот вывод согласуется с результатами, полученными при просмотре шлифов, а также с многочисленными литературными данными по структуре — текстуре юрских отложений Русской платформы.

В результате компрессионного сжатия этих глин до нагрузок 6 кгс/см^2 тенденция глин естественного сложения иметь некоторую очень незначительную упорядоченность в вертикальном направлении снижается и текстура образцов стремится к более изотропному состоянию. При песчанистой разности глин эта тенденция не отмечается. В пределах исследуемых глубин залегания (от 10 до

Генетическая классификация текстур основных генетических типов глинистых пород
(по данным магнитной анизотропии)

Генезис глинистой породы	Модель текстуры	Механизм образования текстуры	Качественная характеристика текстуры	Количественные показатели	
				$K_M = \frac{x_{\max} + x_{\text{ср}}}{2x_{\min}}$	α
Морской	а) Сфера	Коагуляционная	Изотропная (беспорядочная)	1	—
Озерный	б) Эллипсоид, вытянутый по вертикали в) Эллипсоид, сжатый по вертикали г) Плоский эллипсоид	Седиментационная Некоагуляционная, плоскостная Некоагуляционная, плоскостная	Ориентированная (аксиальная вертикальная)	> 1	45°
			Средне-хорошо-высоко ориентированная	1,2—1,5	0—30°
			Плоскостная высокоориентированная	2—3	1—10°
Аллювиальный	д) Эллипсоид, вытянутый вдоль одной оси (по направлению потока)	Аккумулятивная, аксиальная	Аксиальная	> 1	0—90°
Делювиальный	е) Эллипсоид, сжатый по вертикали ж) Эллипсоид, вытянутый вдоль одной оси	Аккумулятивная, плоскостная или аксиальная	Ориентированная наклонная	> 1	30—90°
			Аксиальная вертикальная	> 1	
Элювиальный	з) Сфера	Гипергенная	Беспорядочная	1	—

30 м от поверхности) не отмечается каких-либо существенных различий в текстуре глин, хотя наиболее изотропная текстура фиксируется в образцах, отобранных в кровле юрских отложений. Можно предположить, что это обстоятельство связано с процессами выветривания и эрозии в послепюрокское время.

Таким образом, глинистые грунты морского происхождения имеют четко выраженную ориентированную текстуру, особенностью которой является то, что ориентация частиц базальными гранями приурочена к плоскости, которая в большинстве случаев имеет относительно небольшие углы с горизонтом, но в отдельных случаях она может быть наклонена достаточно круто, что, по-видимому, связано либо со спецификой напряженного состояния породы в историческом плане, либо с процессами фильтрации поровых вод. Механизм поворота текстуры из горизонтальной плоскости подлежит специальному дополнительному изучению и уточнению в будущем.

СОВРЕМЕННЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На образцах современных каспийских морских отложений ($N_{ap} - Q_1^{bak}$) наблюдается типичная седиментационная текстура некоагуляционного типа ($K_m = 1,13$ (В)), которая обусловлена относительно небольшой соленостью Каспия, преимущественно гидрослюдистым составом осадков и содержанием глинистой фракции около 30%. С увеличением глубины залегания до 420 м наблюдается увеличение коэффициента K_m до 1,19, несмотря на то что содержание глинистой фракции снизилось на 10%. С еще большим увеличением глубины залегания качество седиментационной текстуры некоагуляционного типа улучшается (коэффициент K_m изменяется от 1,13 до 1,42), что, возможно, связано не только с ростом давления, а также с увеличением содержания гидрослюда в глинистой фракции с 41 до 57%.

Для голоценовых морских отложений района г. Мурманска подсчитанный коэффициент K_m оказался, так же как для юрских глин, ~ 1 (табл. 14, случай б).

Однако в отличие от юрских глин этот факт нельзя объяснить быстрой коагуляцией осадков, так как водные суспензии оказались исключительно стабильными и, кроме того, известно, что данный бассейн был пресноводным. Из анализа распределения значений коэффициента K_m и данных о наличии косоугольной макрослонистости можно сделать вывод о том, что рассматриваемый тип отложений может обладать текстурой, сорентированной в пространстве в любом направлении. Эти данные согласуются с результатами Г. Л. Коффа, который по результатам электронно-микроскопического исследования выделил в вертикальном разрезе три типа текстур: беспорядочную (2—3 м), вертикальную (6—7 м), вертикальную и наклонную (9—10 м). По нашим данным, в интервале глубин от 5 до 10 м может встретиться как вертикальная, так и горизонтальная текстура. Однако в нижней части этого интервала

(8—10 м) явно намечается тенденция перехода от вертикальной текстуры к горизонтальной. Такой результат ранее нами совместно с А. С. Поляковым был получен на современных осадках Черного моря.

Таким образом, по полученным данным текстура современных морских осадков Черного, Каспийского и Баренцева морей в большинстве случаев может быть охарактеризована моделью сжатого по вертикальной оси Z' трехосного эллипсоида $X' \approx Y' \gg Z'$ (седиментационная текстура) (см. табл. 14). Плоскость наилучшей ориентации частиц ($X'OY'$) обычно близка к горизонтальной поперхности. Ранее автором получен аналогичный результат при компрессии мономинеральных паст в одомере в диапазоне небольших нормальных нагрузок (до 4 кгс/см²). По этим данным основная ось текстуры всегда наклонена ко всем трем осям координат и ориентация частиц вдоль нее оказалась по крайней мере в 2 раза выше, чем по другим направлениям, что объяснялось наличием горизонтальной составляющей нормальных напряжений.

В самой верхней (придонной) части современных осадков иногда их текстура может быть беспорядочной (случай а), что определяется либо скоростью осадконакопления, либо термодинамическими причинами (соленость воды, температура и др.), приводящими к быстрой коагуляции взвеси и, соответственно, к беспорядочной текстуре осадка.

Таким образом, метод магнитной анизотропии позволяет проследить и количественно оценить перестройку текстуры современных морских осадков от беспорядочной (первые 3 м) через ориентационно-наклонную или даже вертикальную к практически горизонтальной текстуре осадочной породы на больших глубинах. Параллельно метод позволяет фиксировать минералогические преобразования в осадке. Так, на глубине 3,5—3,7 м от дна в Черном море образование гидротроилита легко устанавливается по скачкообразному увеличению модуля всех трех корней кубического уравнения

$$\lambda^3 + a_2\lambda + a_3 = 0,$$

корни которого, как известно, характеризуют основную долю анизотропии магнитной восприимчивости (текстуру) грунта. Таким образом, по этим данным, во-первых, можно сделать вывод о седиментационной текстуре осадка ($\lambda_1 \approx \lambda_2 \gg \lambda_3$) и, во-вторых, о минералогических преобразованиях в осадке на глубине $\sim 3,5$ м с образованием прослоя с относительно сильномагнитным веществом (гидротроилит).

Можно предполагать, что перестройка текстуры осадков на этих отметках может быть связана не только с чисто механическими причинами — действием горизонтальных напряжений, фильтрационным потоком восходящих поровых вод, но также и с процессами минералообразования.

Известно, что ленточные озерные глины являются типичными отложениями четвертичного периода Северо-Запада европейской части СССР. По данным Б. Д. Васильева, М. Н. Кагнер и других, ленточные озерные глины обладают резко выраженной анизотропией физико-механических свойств. Кроме того, величина коэффициента фильтрации в них по горизонтальному направлению в десятки тысяч раз больше, чем по вертикальному: набухание сопровождается увеличением высоты образцов до 40—50%; величина бокового давления на 30—40% больше при горизонтальном расположении слоев, чем при вертикальном.

Автором совместно с Б. А. Соколовым изучена текстура глин в лентах и слойках, выделенных из лент, а также в горизонтах, где макротекстура визуально не фиксируется. Текстура ленточных глин по разрезу изменяется следующим образом:

Интервал 1—2 м. Визуально в глинистых лентах 2 см ориентированной текстуры не наблюдается. По данным магнитной анизотропии глинистые слои имеют высокоориентированную, горизонтально залегающую текстуру. Коэффициент ориентации K_m изменяется от 2,5 до 3,08. Угол наклона плоскости ориентации к горизонту 5—10°;

интервал 2—4 м. В широких лентах, включающих пылеватые (летние) и глинистые (зимние) слои, степень ориентации частиц неодинакова. Об этом свидетельствует величина коэффициента K_m , которая соответствует в пылеватых слойках 1,28—1,41, в глинистых 1,59—1,62. Угол наклона плоскости ориентации к горизонту 5—10°;

интервал 4—8 м. В данном горизонте никакой макрослоистости не обнаружено. Текстура породы визуально выглядит изотропной. Однако результаты измерений показали, что глинистая порода этого интервала имеет ориентированную текстуру с коэффициентом 1,2 и углом наклона к горизонту несколько большим (10—23°), чем в вышележающих горизонтах.

Таким образом, с увеличением глубины залегания степень ориентации частиц, характеризуемая коэффициентом K_m , уменьшается от 3,08 до 1,2, а угол α увеличивается до 23°. Такое ухудшение ориентировки частиц с глубиной, по-видимому, объясняется изменением гранулометрического состава от тонкодисперсного к более грубодисперсному, что отмечается М. Н. Кагнер.

Текстура пылеватого тяжелого суглинка ($Q_3, 1al$ Западная Сибирь, глубина 2,0 м) озерно-аллювиального происхождения, характеризуется ориентацией частиц по оси Z' , вдоль которой она в 3—4 раза выше, чем по оси Y' , и в 2 раза выше, чем по оси X' (случай д). Ось наилучшей ориентации частиц Z наклонена к горизонтальной плоскости под углом 68°. Если оценивать текстуру в координатных плоскостях, то наилучшее качество ориентации частиц наблюдается в плоскости $Z'OX'$.

Для пылеватого среднего по составу суглинка ($Q_3, 1al$ Зап. Сибирь, глубина 1,7 м) характерна беспорядочная текстура, поскольку

полученные кривые механических вращательных моментов совпадают по фазе и близки по величине амплитуд. По-видимому, изотропная, беспорядочная текстура в данном грунте обусловлена структурными особенностями, а именно, относительно грубодисперсным составом, так как значительное содержание тонко- и крупнопесчаной фракции в грунте исключает образование ориентированной текстуры.

Из приведенных выше примеров можно заключить, что в озерно-аллювиальных отложениях тип и качество текстуры определяются в существенной мере гранулометрическим составом. В морских глинах зависимость текстуры от механического состава не установлена, так как изучались образцы главным образом тяжелого состава. Ориентированную текстуру в рамках озерно-аллювиального генетического типа могут иметь грунты, по гранулометрической классификации относящиеся к интервалу глина — тяжелый суглинок, и беспорядочную текстуру — грунты, относящиеся к интервалу средний суглинок — песок.

Ориентированная текстура грунтов озерно-аллювиального происхождения, как видно из табл. 14, имеет одну максимальную ось ориентации, т. е. здесь наблюдается текстура аксиального типа, что, по всей видимости, связано с направлением речного потока времени образования отложений. Наклон оси ориентации к горизонту может меняться в зависимости как от скорости бывшего потока, так и от современной глубины залегания.

III. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ ЭЛЮВИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Широкое распространение на территории СССР имеют лёссовидные породы, которые в верхней части разреза, согласно представлениям А. В. Минервина и Е. М. Сергеева, имеют элювиальное происхождение. На примере нескольких разрезов юга Восточной Сибири рассмотрим основные черты изменений естественной текстуры лёссовых пород с глубиной.

В первом случае разрез приурочен к водораздельной равнине с абсолютными отметками порядка 400 м. Весь разрез мощностью 8 м по существу имеет беспорядочную текстуру, которую по механизму образования, согласно предлагаемой классификации (табл. 14 (з)), мы называем гипергенной, так как в результате выветривания осадочной породы любого генезиса первичная текстура превращается в беспорядочную.

Другой разрез лёссовидных пород мощностью до 55 м приурочен к IV террасе р. Тубы. Основная часть разреза представлена отложениями типично аллювиального происхождения, однако, как и в предыдущем случае, в пределах верхних 8 м породы имеют практически беспорядочную текстуру, в отличие от более низких горизонтов, где, начиная с глубины около 30 м, текстура является не только хорошо ориентированной, но даже и аксиальной (см. табл. 14, случай д).

Для лёссовых пород характерна высокая чувствительность к внешним нагрузкам, которые могут радикально изменять текстуру породы, особенно в увлажненном состоянии. Интересно отметить, что величина просадочности хорошо коррелирует с показателями текстуры, в частности с углом наклона ориентированной текстуры к горизонту.

Другим представителем элювиального генезиса с ярко выраженной гипергенной текстурой является широко известный аскангель. Естественная текстура аскангеля всегда беспорядочная ($K_m=1,0$, случай з), причем в данном случае можно говорить о приближении к максимально возможной в природных условиях идеально-изотропной, хаотизированной текстуре.

IV. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Ранее частично приведена текстурная характеристика типичного аллювия, представленного лёссовидными породами. Наряду с ними исследованы аллювиальные глинистые породы (г. Набережные Челны), которые в меньшей степени подвержены процессам гипергенеза, поскольку они перекрыты золово-делювиальными отложениями четвертичного возраста. Мощность отложений 10 м, представлены они пылеватыми тяжелыми и средними суглинками. На протяжении всего разреза грунты имеют беспорядочную текстуру с коэффициентом $K_m \approx 1,00$. Уплотнение этих пород до $\sigma=6,0$ кгс/см² не изменило текстуру в образцах, что объясняется их грубодисперсным составом и полутвердым — тугопластичным состоянием ($B < 0$). Одной из самых характерных черт текстуры глинистого аллювия является широкий диапазон ее изменчивости от беспорядочной вплоть до аксиальной или плоскостной. При этом угол наклона оси или плоскости наилучшей ориентации частиц к горизонту может быть любым от 0 до 90°, что связано с наличием в аллювии хорошо известной косой слоистости [3]. С другой стороны, качество текстуры аллювиальных отложений, так же как морских и озерных, зависит от их гранулометрического состава, поскольку относительно грубодисперсный состав осадочного материала препятствует созданию высокоориентированных текстур. Наличие аксиальной текстуры, встречающейся среди аллювиальных отложений, по всей видимости, связано с основным направлением водного потока в момент формирования осадка.

V. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ ДЕЛЮВИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА (dQ, БЕРЕЗНЯКИ, ЗАП. УРАЛ)

Глинистые грунты делювиального происхождения имеют широкое распространение в Предуралье, где их мощность колеблется от 3 до 8 м. Делювиальные отложения разреза представлены в основном пылеватыми тяжелыми и средними суглинками. Изучение текстуры делювия показало, что в нем может формироваться текстура нескольких типов. Так, в интервале глубин 1,0—2,6 м наблюдается ориентированная текстура ($K_m=1,15-1,06$), наклоненная к горизонту под углами 35—50°. На глубине 4,0 м отложе-

ния имеют слабую вертикальную ориентацию с углом наклона около 80° , а еще ниже по разрезу текстура становится беспорядочной. Такая изменчивость степени ориентировки частиц и угла наклона ориентированных текстур к горизонту характерна именно для отложений делювиального генезиса.

Обобщая накопившиеся к настоящему времени данные по текстуре глинистых грунтов различного генезиса, автор предлагает схематическую классификацию текстур основных генетических типов глинистых пород (см. табл. 14). При этом следует отметить, что в настоящее время нет общепринятой классификации текстур осадочных пород. Существует несколько классификаций слоистых текстур, предложенных Л. В. Пустоваловым (1940), Н. Б. Вассоевичем (1948, 1958), М. С. Швецовым (1961), Л. Н. Ботвинкиной (1965) и другими [9, 12], основой для которых явилась генетическая (фациальная) классификация типов слоистости, предложенная Ю. А. Жемчужниковым в 1926 г. [31]. В этой классификации выделялось пять генетических типов слоистости: эоловый, тип потоков, речной, дельтовый и прибрежно-морской. Необходимо отметить, что эта классификация составлена в основном для текстур песчаных пород. Классификация текстур глинистых пород была предложена М. Ф. Викуловой [14]. По своей сущности эта классификация является не генетической, а морфологической и, кроме того, она описывает текстуру с сугубо качественных описательных позиций. Предлагаемая нами генетическая классификация текстур относится только к глинистым породам. Она составлена как результат обобщения фактического материала, полученного принципиально новым методом, позволяющим количественно оценивать текстуру любых глинистых пород. Классификация учитывает генезис глинистой породы и соответственно механизм образования текстуры. Каждый тип текстуры характеризуется количественными показателями, геометрической моделью и качественным описанием в сложившейся ранее терминологии. Предлагаемая классификация имеет инженерно-геологическую направленность и преследует цель внедрить количественное описание текстур горных пород в инженерной геологии для оценки текстурного фактора в прочностных и деформационных свойствах глинистых грунтов.

Итак, если в целом сопоставить текстуры рассмотренных выше глинистых грунтов различного генезиса, то вырисовывается следующая картина. Качественные и количественные показатели текстуры глинистой породы, механизм ее образования и геометрическая модель, характеризующие текстуру с количественных позиций, определяются ее генезисом. Качество текстуры глинистых пород в пределах одного генетического типа зависит от гидродинамического режима, солености и температуры воды бассейна; гранулометрического и минерального состава; скорости осадконакопления; уровня напряженного состояния массива пород; эпигенетических изменений и других факторов. Вместе с тем изменчивость текстурных показателей также определяется происхождением глинистой породы. Она является незначительной для коагуляционных и в меньшей

мере гипергенных текстур и весьма значительной для текстур некоагуляционных и аккумулятивных. Для современных и древних морских отложений типична плоскостная (дискообразная) текстура. В большинстве случаев плоскость наилучшей ориентированности частиц близко расположена к горизонту, однако, угол наклона этой плоскости может быть достаточно большим.

Для аллювиально-озерных глинистых отложений характерна плоскостная или аксальная текстура, по-видимому, обусловленная гидродинамическим режимом водных потоков времени их образования.

Для элювиальных грунтов характерна беспорядочная текстура, причем она отмечается как у элювия тяжелого состава (аскангель), так и у грунтов легкого состава (лёссовидные породы).

§ 6. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКСТУР ГЛИН, ПОЛУЧЕННАЯ РАЗЛИЧНЫМИ ФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ¹

Текстура горных пород является одним из важнейших факторов, влияющих на прочностные, деформационные и другие инженерно-геологические свойства грунтов. Однако еще совсем недавно структура и текстура грунтов оценивались только качественно и лишь в последние годы появились количественные методы ее оценки, хотя и не лишенные некоторых недостатков.

Из методологии экспериментальных исследований известно, что любой метод, обладая какими-либо преимуществами, может быть ограничен как объектом своего применения, так и масштабом исследования, точностью получаемых данных и т. д. В этой связи полезно произвести сопоставительный анализ различных физических методов исследования текстуры глинистых грунтов, выявив при этом как границы их применимости, так и недостатки, а также возможности перспективного совершенствования того или иного метода. Решение такой задачи может оказаться необходимым для построения общей теории прочности и деформируемости глинистых грунтов, а также в практических приложениях, особенно при составлении временных прогнозов изменения физико-механических свойств пород, происходящих под влиянием инженерной деятельности человека.

Для изучения текстуры грунтов разработаны и применяются несколько физических методов, среди которых известны оптический, электронномикроскопический, рентгеновский, магнитный. Здесь приводится сопоставительная характеристика текстур глин, полученных различными методами, а также анализ возможности применения ультразвукового и электрического методов для описания текстур. Одним из наиболее распространенных методов исследования текстуры является оптический, позволяющий изучать мезотекстуру грунтов. Количественной характеристикой ориентиро-

¹ В сборе экспериментального материала принимали участие А. И. Вайтекунене, Н. Н. Горяинов, В. В. Пономарев, Ю. Г. Ткаченко.

ванности структурных элементов служит коэффициент ориентированности C :

$$C = \left(1 - \frac{W_{\min}}{W_{\max}}\right) \cdot 100\%,$$

где W_{\min} и W_{\max} — соответственно интенсивность светового потока при погасании и просветлении поля зрения шлифа. Основные недостатки метода — нарушение сложения дисперсного грунта в процессе изготовления шлифов, помехи при измерении интенсивности светового потока, возникающие при наличии значительного количества первичных минералов (кварца), и невозможность получения объемных характеристик текстуры.

Электронномикроскопический метод позволяет изучать мезо- и микротекстуру грунтов. В последние годы исследования проводятся с помощью растрового электронного микроскопа. Преимущество этого метода перед оптическим — в сохранении естественного сложения грунта и возможности исследования текстуры в пределах той или иной глубины рельефа поверхности. Для выделения имеющихся направлений ориентации структурных элементов используется метод оптической фильтрации двумерных спектров растровых изображений. Недостаток метода — невозможность получения объемных характеристик текстуры.

Рентгеновские дифрактометрические методы позволяют исследовать микротекстуру грунтов и давать количественную оценку ориентации глинистых частиц в рассеивающем объеме. По полноте получаемой информации эти методы можно разделить на три вида. Наиболее полную информацию несут прямые полюсные фигуры, дающие представление о пространственном распределении частиц, выходных осей ориентации, их дисперсии и т. д. Данные так называемых обратных полюсных фигур позволяют получать общие количественные показатели текстуры в выбранном сечении образца, т. е. дают менее детальную характеристику текстуры. Показатели текстуры в этом случае получаются из сравнения интенсивностей рефлексов исследуемого образца и образца с беспорядочной (изотропной) текстурой.

И, наконец, существуют методы, дающие лишь самую общую количественную характеристику текстуры, в частности, метод Р. Х. Мида [109]. Эти методы исходят из того факта, что интенсивность отражения от кристаллографической плоскости меняется с изменением количества частиц, ориентированных в отражающем положении, и основаны на сравнении площадей дифракционных пиков.

В настоящей работе использовались методы обратных полюсных фигур и Р. Х. Мида. К преимуществам рентгеновских методов следует отнести возможность оценки ориентации отдельно каждого минерала породы.

Метод магнитной анизотропии подробно рассмотрен в § 3 гл. V.

Ультразвуковой метод основан на измерении скоростей распространения (реже — коэффициентов поглощения) упругих волн в диапазоне частот свыше 10 кГц. Установленная в настоящее время зависимость упругих характеристик горных пород от их состава, состояния и физико-механических свойств позволяет использовать ультразвуковой метод для изучения инженерно-геологических характеристик горных пород как в естественном залегании (ультразвуковой каротаж), так и на образцах. Целью настоящих экспериментов являлось исследование возможности использования ультразвука для изучения текстуры глин. Физической основой постановки экспериментов являлась ожидаемая анизотропия в упругих свойствах глин при наличии преимущественной ориентированности частиц и ее отсутствие в случае, если текстура является беспорядочной. При этом анизотропия должна проявляться в различной величине скорости упругих волн по разным направлениям. Для характеристики степени анизотропии может применяться коэффициент объемной анизотропии K_v , аналогичный коэффициенту K_m , применяемому в магнитном методе:

$$K_v = \frac{V_{\max} + V_{\text{ср}}}{2V_{\min}},$$

где V_{\max} , $V_{\text{ср}}$ и V_{\min} — соответственно максимальное, промежуточное и минимальное значения скоростей распространения упругих волн в трех взаимно перпендикулярных направлениях.

Электрический метод основан на измерении электрических характеристик глин: диэлектрической проницаемости ϵ и удельного активного электрического сопротивления ρ . Электрические свойства глинистых грунтов во многом зависят от их влажности, плотности, концентрации порового раствора и т. д. Вместе с тем, на их электрическое сопротивление оказывают влияние и структурно-текстурные особенности. Так, слоистые осадочные и метаморфические разности пород характеризуются анизотропией электрических свойств: электропроводность слоистых грунтов вдоль напластования всегда выше, чем перпендикулярно к напластованию (по В. Н. Дахнову). Эксперименты, проведенные Д. Ж. Хилл, показали, что анизотропия электрических свойств горных пород возрастает, не меняя своего знака, от абсолютно сухих образцов к влажным.

В связи с изложенным предпринята попытка выяснить применимость электрического метода для изучения текстуры глинистых грунтов.

Для оценки степени анизотропии применялись коэффициенты объемной электрической анизотропии K_ϵ и K_ρ :

$$K_\epsilon = \frac{\epsilon_{\max} + \epsilon_{\text{ср}}}{2\epsilon_{\min}}, \quad K_\rho = \frac{1/\rho_{\max} + 1/\rho_{\text{ср}}}{2 \cdot 1/\rho_{\min}},$$

где ϵ_{\max} , $\epsilon_{\text{ср}}$ и ϵ_{\min} — соответственно максимальная, промежуточная и минимальная диэлектрическая проницаемость грунта в трех

взаимно перпендикулярных направлениях, а ρ_{\max} , $\rho_{\text{ср}}$ и ρ_{\min} — максимальное, среднее и минимальное удельное активное электрическое сопротивление в трех взаимно перпендикулярных направлениях.

Чем больше значения коэффициентов K_1 , K_2 , K_m , K_y , K_ε , K_ρ отличаются от единицы, тем более анизотропен образец, тем больше выражена преимущественная ориентация его структурных элементов (при этом следует иметь в виду, что цена долей единицы различна в каждом методе). Для идеально изотропных образцов с хаотической текстурой значения коэффициентов K должны быть равны единице.

Для экспериментальных исследований были отобраны образцы глин естественного сложения и влажности (табл. 15). Как видно из таблицы, выбранные для исследования образцы характеризуют довольно широкий диапазон глин по возрасту, генезису, минеральному составу и степени уплотненности. Сравнение результатов изучения текстур этих глин различными физическими методами поможет правильно оценить достоверность полученных с их помощью текстурных характеристик.

При натуральных исследованиях измерение физических характеристик производилось в трех взаимно перпендикулярных направлениях: по осям X , Y и Z , причем за ось Z всегда принималось вертикальное направление, а за оси X , Y — взаимно перпендикулярные направления, лежащие в горизонтальной плоскости. Изучение текстуры грунтов магнитным и ультразвуковым методами проводилось на одних и тех же сферических образцах диаметром 18 мм. Вначале на магнитном анизометре измерялась магнитная восприимчивость грунтов по осям X , Y , Z , затем на тех же образцах зачищались небольшие площадки и методом просвечивания определялись скорости распространения продольных волн в направлениях $X-X$, $Y-Y$, $Z-Z$. Для измерений применялся ультразвуковой прибор Р-5-5, переделанный по схеме Института физики Земли АН СССР, с максимально высокочастотными датчиками из комплекта (собственная частота 120 кГц).

Оптическим, электронномикроскопическим, рентгеновским и электрическим методами текстура изучалась на образцах-близнецах. Шлифы для оптического метода изготавливались из воздушно-сухих образцов. Интенсивность светового потока при погасании и просветлении поля зрения шлифа измерялась с помощью микрофотометрической насадки ФЭМ-1, вмонтированной в поляризационный микроскоп. Измерения проводились на шлифах, изготовленных в плоскости ZOX .

При подготовке образцов для электронномикроскопических исследований применялся метод вакуумной морозной сушки, позволяющей сохранить текстуру грунта неизменной. Исследовались сколы грунта в плоскостях YOX и ZOX при увеличениях в 100, 300, 1000, 3000 и 10 000 раз. Преимущественное направление ориентации структурных элементов определялось путем замеров по фотографиям.

Результаты исследования текстуры грунтов различными физическими методами

№ п/п	Глина, ее генезис, возраст и место отбора	Преобладающие глинистые минералы (в порядке убывания)	Содержание фракции < 1 мк	Влажность образца, W, %	Коэффициент пористости ϵ	Электронномикроскопический метод		Рентгеновские методы				Оптический метод	
						направление преимущественной ориентации глинистых частиц	расположение глинистых частиц	Метод Мида	Метод обратных полюсных фигур				Коэффициент ориентации K_1
									P_{OOL}	P_{OKO}	$K_2 = \frac{P_{OOL}}{P_{OKO}}$		
1	Каолинит-гидрослюдистая (девонская) глина, $m-lim$, D_3fr . Латвийская ССР	Гидрослюда, каолинит	27	11	0,36	—	—	1,47	0,68	2,00	0,59	24	
2	Монтмориллонитовая глина (бентонит), m, N_1md . Черкасская обл.	Монтмориллонит	86	34	0,97	—	—	0,92	0,81	0,71	1,03	18	
3	Монтмориллонит-гидрослюдистая (сарматская) глина, m, N_1sm_2 . Ставропольский край	Гидрослюда, монтмориллонит	75	46	1,32	5—20°	Слабоупорядоченное	15,3	1,18	0,53	2,2	62	
4	Гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина, m, Pg, a . Северный Кавказ	Монтмориллонит, гидрослюда	39	39	1,13	—	—	9,1	1,62	0,54	3,0	Не определяется 52	
5	Гидрослюдисто-каолинитовая (чокракская) глина, m, N_1ch . Абхазия	Каолинит, гидрослюда	38	14	0,45	55°	Упорядоченное	1,13	1,5	0,96	1,56		
6	Гидрослюдисто-каолинитовая (армавирская) глина, ml, N_2arm+Q . Ставропольский край	Каолинит, гидрослюда	42	18	0,64	—	Беспорядочное	0,85	0,94	1,32	0,71	20	
7	Каолинит-гидрослюдистая (ленточная) глина, lgL, Q_3 . Эстония	Гидрослюда, каолинит, монтмориллонит	46	51	1,47	20°	Упорядоченное	18,95	3,4	0,36	9,4	46—73	
8	Каолинит-гидрослюдная (нольдиевая) глина, m, Q_3 . Ленинградская обл.	Гидрослюда, каолинит, монтмориллонит	65	61	1,54	10—16°	Упорядоченное	—	2,25	—	—	47—60	
9	Гидрослюдисто-каолинитовая (лиманская) глина, $al-lim, Q_4$. Херсонская обл.	Каолинит, гидрослюда, монтмориллонит	51	37	1,06	—	Беспорядочное	0,63	1,1	1,54	0,71	19	

№ п.п.	Глина, ее генезис, возраст и место отбора	Преобладающие глинистые минералы (в порядке убывания)	Метод магнитной анизотропии				Ультразвуковой метод			Электрический метод			
			Магнитная восприимчивость			Коэффициент объемной магнитной анизотропии K_M	Направление преимущественной ориентации глинистых частиц α	Скорость распространения упругих волн, м/с			Коэффициент объемной анизотропии K_ϵ	Коэффициент объемной анизотропии K_ρ	
			$10^{-6} \chi_x$	$10^{-6} \chi_y$	$10^{-6} \chi_z$			V_X	V_Y	V_Z			
1	Каолинит-гидрослюдистая (девонская) глина, $m-lim$, D_3/r . Латвийская ССР	Гидрослюда, каолинит	5,19	5,25	4,68	1,11	27°	Не определялась			1,19		
2	Монтмориллонитовая глина (бентонит), m, N_1md . Черкасская обл.	Монтмориллонит	10,81	11,6	10,83	1,01	—	1921	1939	1981	1,02	1,76	1,61
3	Монтмориллонит-гидрослюдистая (сарматская) глина, m, N_1srm_2 . Ставропольский край	Гидрослюда, монтмориллонит	8,03	8,09	7,46	1,08	18°	1962	2200	1912	1,09	1,36	1,37
4	Гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина, m, Pg, a . Северный Кавказ	Монтмориллонит, гидрослюда	7,69	7,75	5,04	1,28	10°	2408	2583	2093	1,19	1,83	1,65
5	Гидрослюдисто-каолинитовая (чокракская) глина, m, N_1ch . Абхазия	Каолинит, гидрослюда	8,56	7,26	9,83	1,27	66°	1925	1988	1753	1,12	1,38	1,44
6	Гидрослюдисто-каолинитовая (армавирская) глина, m_1, N_2arm+Q . Ставропольский край	Каолинит, гидрослюда	7,65	7,44	7,46	1,01	—	1570	1575	1600	1,01	1,36	1,24
7	Каолинит-гидрослюдистая (ленточная) глина, lg_1, Q_3 . Эстония	Гидрослюда, каолинит, монтмориллонит	9,05	9,28	6,88	1,33	20°	2300	2143	1661	1,34	1,42	1,47
8	Каолинит-гидрослюдная (иольдиевая) глина, m, Q_3 . Ленинградская обл.	Гидрослюда, каолинит, монтмориллонит	7,91	8,03	6,41	1,24	14°	2346	2346	2150	1,09	1,26	1,27
9	Гидрослюдисто-каолинитовая (лиманская) глина, $al-lim, Q_4$. Херсонская обл.	Каолинит, гидрослюда, монтмориллонит	3,86	3,66	3,73	1,01	—	1872	1894	1775	1,01	1,46	1,40

Дифрактометрическим методом текстура исследовалась по методу Р. Х. Мида и методом обратных полюсных фигур. Изучались воздушно-сухие образцы на установке УРС-50И. Поскольку исследованные образцы имели различный минеральный состав, коэффициенты ориентации определялись по преобладающему глинистому минералу, дифракционные пики которого были свободны от наложений. Коэффициенты ориентации даны для плоскости HOY . Расчет производился для базальных плоскостей (OOL), а также для (OKO).

Измерения и расчеты электрических характеристик глин производились с помощью аппаратуры и по формулам, предложенным Б. А. Боровинским и Ю. Г. Ткаченко.

В целях наименьшего механического воздействия на глины в процессе измерений и обеспечения хорошего электрического контакта применены эластичные электроды, изготовленные из тонкой медной сетки, покрытой достаточно толстым слоем высушенного резинового клея со взвешенным в нем порошком графита. Общее сопротивление таких электродов составляло доли Ома. Образец помещался в деревянную струбину, изнутри отделанную губчатой резиной, и электроды постепенно прижимались к образцу до тех пор, пока электрические показатели образца переставали изменяться. Заметных механических нарушений целостности исследуемых образцов не наблюдалось.

Результаты исследования текстуры грунтов различными физическими методами представлены в табл. 15.

Оптический метод. Как показали измерения, наиболее высокие значения коэффициента ориентированности имеет ленточная глина ($C=73$). Однако в ней выделяются отдельные слои, где коэффициент ориентированности значительно ниже ($C=46$). Несколько хуже степень ориентированности частиц выражена в сарматской глине, но все же она довольно высока ($C=62$). В ильдиевой глине степень упорядоченности частиц в разных слоях различна ($C=47-60$). Наиболее низкие значения C отмечаются у черкасского бентонита, армавирской и лиманной глин.

Электронномикроскопический метод. Визуальное изучение текстуры грунтов по фотоснимкам проводилось для образцов сарматской, чокракской, армавирской, ленточной, ильдиевой и лиманной глин.

Исследования показали, что сарматская глина имеет слоистую текстуру. Слои мощностью 0,3—0,4 мм состоят из анизометричных микроагрегатов, ориентированных длинной осью под углом 15—20° к горизонту. Внутри микроагрегатов расположение глинистых частиц слабо упорядоченное.

В чокракской глине едва намечается тенденция глинистых частиц к агрегированию. Глинистые частицы хорошо ориентированы под углом 55° к горизонту. Тип микротекстуры — ориентированный.

Армавирская глина состоит из изометричных микроагрегатов неправильной формы размером 20—50 мк. Микроагрегаты обра-

зованы более мелкими структурными элементами размером 6—10 мк, состоящими из нескольких хаотически ориентированных глинистых частиц. Текстура беспорядочная.

Ленточная глина имеет слоистую текстуру. Слои мощностью 0,1—0,3 мм состоят из слабо выраженных анизометричных микроагрегатов, ориентированных длинной осью под углом 20° к горизонту. Микроагрегаты образованы глинистыми частицами, хорошо ориентированными в том же направлении. Текстура ориентированная.

Иольдиевая глина слоистая. Слои мощностью 0,8—1,0 мм состоят из анизометричных микроагрегатов, хорошо ориентированных под углом 10° — 16° к горизонту. Внутри микроагрегатов степень упорядоченности частиц невысокая.

В лиманной глине беспорядочно расположенные микроагрегаты размером 30—50 мк состоят из хаотически ориентированных изометричных структурных элементов размером 3—5 мк, образованных хорошо ориентированными глинистыми частицами. Текстура построена из микроагрегатов.

Рентгеновский дифрактометрический метод. Наиболее ярко выражена ориентация частиц, как и следовало ожидать, в ленточной глине ($K_1=18,95$; $K_2=9,4$; $P_{OOL}=3,4$). Изотропными в текстурном отношении являются лиманные отложения ($K_1=0,63$; $K_2=0,71$; $P_{OOL}=1,1$), армавирская глина ($K_1=0,85$; $K_2=0,71$; $P_{OOL}=0,94$), бентонит черкасский ($K_1=0,92$; $K_2=1,03$; $P_{OOL}=0,81$). Образец чокракской глины показывает определенную, хотя и не ярко выраженную, ориентацию частиц в плоскости XOY ($K_1=1,13$; $K_2=1,56$; $P_{OOL}=1,5$). Хорошо ориентированы образцы сарматской глины ($K_1=15,3$; $K_2=2,2$; $P_{OOL}=1,18$), палеогеновой гидрослюдисто-монтмориллонитовой глины ($K_1=9,1$; $K_2=3,0$; $P_{OOL}=1,62$). В образце иольдиевой глины удалось получить лишь один показатель ориентации по гидрослуде $P_{OOL}=2,25$, что указывает на достаточно хорошую ориентировку гидрослюдистых частиц.

В образце девонской глины, как показывают рентгеновские данные, ориентация в плоскости XOY лучше, чем в плоскостях ZOY и особенно ZOX ($K_1^{xoy}=1,47$, $K_1^{zoy}=1,17$, $K_1^{zox}=1,02$).

Метод магнитной анизотропии. Измерения показали, что глины значительно различаются по степени анизотропии магнитной восприимчивости. Коэффициент объемной анизотропии K_m изменяется в широких пределах — от 1,01 у черкасского бентонита, армавирской глины и современных лиманных отложений до 1,33 у ленточной глины. Наибольшей анизотропией обладают ленточная глина, гидрослюдисто-монтмориллонитовая палеогеновая глина, морская глина чокракского горизонта и иольдиевая глина ($K_m=1,24$ — $1,33$). Девонский суглинок и сарматская глина имеют промежуточные значения K_m .

Направление преимущественной ориентации структурных элементов (угол слоистости) изменяется от 10° до 66° . При этом следует иметь в виду, что при определении угла слоистости с гори-

зонтом могут быть погрешности, вызванные не совсем точной маркировкой образцов в полевых условиях.

В анизотропных образцах магнитная восприимчивость вкрест напластованию всегда меньше, чем параллельно напластованию. Причем в двух взаимно перпендикулярных направлениях, параллельных напластованию, значения магнитной восприимчивости примерно равны (образцы № 1, 3, 4, 5, 7, 8).

Ультразвуковой метод. Рассмотрение результатов измерения скоростей распространения упругих волн в образцах глин показало, что черкасский бентонит, армавирский суглинок и лиманные отложения являются изотропными ($K_y = 1,01—1,02$). Наиболее анизотропными оказались ленточные глины ($K_y = 1,34$). Остальные глины занимают промежуточное положение. Для всех образцов, проявляющих анизотропию, скорости распространения упругих волн в направлении $z—z$ меньше, чем в направлениях $x—x$ и $y—y$.

Следует отметить, что малый размер базы измерений вносит большую ошибку в результаты определения скорости. Подсчет показывает, что ошибка за счет неточного определения времени пробега и расстояния между датчиками может достигать 10—12%. Кроме того, величина базы измерений оказывается меньше длины волны, что создает известную неопределенность в измеряемой величине скорости упругой волны. Наконец, малая база измерений не дала возможности использовать в наблюдениях поперечные (релевские) волны.

Электрический метод. Применявшийся электрический метод показал значительную анизотропию диэлектрической проницаемости и удельного активного электрического сопротивления для всех исследованных глин ($K_\varepsilon = 1,19—1,83$; $K_\rho = 1,24—1,65$). Однако какой-либо закономерности в величинах ε и ρ , измеренных в различных направлениях, не наблюдалось.

Исследуемая серия глинистых грунтов по генезису может быть подразделена на три группы: морского, озерного и смешанного происхождения (озерно-морские, аллювиально-лиманные и т. д.). По данным всех методов, за исключением электрического, в зависимости от генезиса наиболее высококачественная текстура характерна для озерных ленточных глин. Глины морского происхождения могут обладать как высокоориентированной так и беспорядочной текстурой, что определяется многими факторами, характеризующими морской бассейн осадконакопления, и в первую очередь, соленостью, температурой воды и гидродинамическим режимом. Для глин смешанного происхождения обычно характерна беспорядочная текстура, что подтверждают данные, полученные всеми методами.

Качество текстуры зависит от минерального состава глин. Так, монтмориллонитовые глины обладают преимущественно беспорядочной текстурой по сравнению с глинами того же генезиса, в которых преобладают минералы гидрослюдистой и каолинитовой групп.

Как уже отмечалось ранее [114], высокоориентированная текстура глин может образоваться, при прочих равных условиях, только начиная с некоторого уровня дисперсности системы. Этот факт подтверждается изученной серией глин — все тяжелые глины, за исключением монтмориллонита, обладают достаточно высококачественной текстурой (сарматская и иольдиевая глины).

Также по данным всех методов можно говорить о том, что в зависимости от возраста глин наиболее качественная текстура присуща относительно молодым образованиям третичного и четвертичного возраста (чокракская, ленточная, иольдиевая, палеогеновая глины).

Сравнение текстурных характеристик глин, полученных разными методами, приводит к выводу о хорошем совпадении в большинстве случаев полученных результатов. Особенно наглядно это можно видеть на полярных текстурах — предельно беспорядочных и предельно высокоориентированных. Сравнительный анализ характеристик текстур глин, полученных электронномикроскопическим и рентгеновским методами, с одной стороны, и магнитными и ультразвуковым — с другой, приводят к выводу о том, что текстура глины в объеме, количественным выражением которой служат коэффициенты K_m и K_y , в конечном счете определяется взаимным расположением первичных глинистых частиц. Так, высокая степень упорядоченности глинистых частиц в ленточной глине ($K=18,95$) обуславливает высокие значения магнитной и ультразвуковой анизотропии ($K_m=1,33$; $K_y=1,34$) (рис. 26). В сарматской глине микроагрегаты анизометричны и хорошо ориентированы в одном направлении, однако степень упорядоченности глинистых частиц, слагающих микроагрегаты, невысокая. Поэтому и значения K_m и K_y также невелики (1,08 и 1,09 соответственно).

Некоторое несоответствие результатов рентгеновского анализа с другими методами отмечалось на образцах девонской и чокракской глин, что можно объяснить тем, что слонность в этих глинах составляет довольно большой угол с горизонтом ($55-65^\circ$), а исследование текстуры рентгеновским методом проводилось в горизонтальной плоскости. Направления преимущественной ориентации структурных элементов, полученные электронномикроскопическим и магнитным методами, также хорошо совпадают.

Сравнение также показало, что ультразвуковой метод хорошо согласуется с другими методами исследования текстуры глин и может быть применен для этих целей. Однако для реализации существующих физических предпосылок в будущем необходимо совершенствование методики исследований путем проведения измерений на образцах большего размера, использования высокочастотных датчиков, измерения не только скорости продольных, но и скорости поперечных волн и их динамических характеристик. Нужны также модельные испытания для более точной интерпретации полученных результатов.

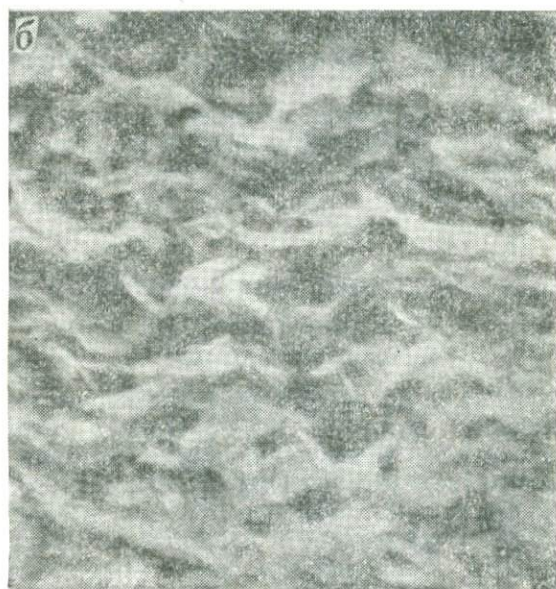


Рис. 26. Текстура ленточной глины:
увеличение 2000 (а); увеличение 10 000 (б)

Как уже отмечалось выше, электрическим методом не удалось получить достоверной характеристики текстуры глин. Поэтому применявшаяся методика не может считаться удовлетворительной для решения поставленных задач. Однако возможно, что электрический метод может быть применен для текстурных исследований после выяснения физико-химических причин анизотропии электрических свойств и усовершенствования техники измерений. Итак, по полученным результатам исследуемой серии глин следует независимыми физическими методами можно сделать следующие выводы. По данным всех методов, за исключением электрического, наиболее высококачественная текстура характерна для озерных ленточных глин. Глины морского происхождения могут обладать как высокоориентированной, так и беспорядочной текстурой. У глинистых пород смешанного генезиса отмечается тенденция к беспорядочной текстуре. Наиболее высокое качество текстуры в зависимости от возраста характерно для относительных молодых третичных и четвертичных глинистых пород.

Комплексная оценка текстур глин на мезоуровне приводит к выводу о доминирующей роли степени ориентированности первичных глинистых частиц в формировании мезотекстуры (единство качества микро- и мезотекстуры).

ГЛАВА VI

ТЕКСТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ГЛИНИСТЫХ ГРУНТАХ ПОД ВЛИЯНИЕМ МЕХАНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Рассмотренный выше метод магнитной анизотропии был апробирован на пастах мономинеральных глин и нескольких типах глин естественного сложения с целью выявить текстурную перестройку под влиянием различных видов механических деформаций.

§ 1. ТЕКСТУРНАЯ ПЕРЕСТРОЙКА ПАСТ МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ ГЛИН

АСКАН-ГЛИНА

КОНСОЛИДАЦИЯ В ОДОМЕТРЕ

Текстура консолидации аскан-глины, формирующаяся под действием нормальных нагрузок $0,5-8 \text{ кгс/см}^2$, характеризуется практически одной осью ориентации частиц, которая представляет собой пространственную биссектрису трехмерного угла $ZOYX$ (рис. 27). Поэтому можно предположить, что в данном случае сформировавшаяся текстура почти соответствует условиям гидростатического сжатия и ось текстуры наклонена к осям координат практически под равными углами порядка 60° (табл. 16).

Однако в некоторых образцах при нагрузке 4 кгс/см^2 основная ось текстуры выполаживается от значений углов в среднем на 45° к плоскости XOY при $\sigma = 4 \text{ кгс/см}^2$ до 0° при нагрузках $\sigma \geq 4 \text{ кгс/см}^2$. Особенно характерен этот переход при нагрузке

Физико-механические свойства мономинеральных паст

Глина, вид деформации	Объемная масса, г/см ³	Объемная масса скелета, г/см ³	Коэффициент пористости	Пористость, %	Коэффициент водонасыщения	Влажность, %
<i>Гидролюда (σ, кгс/см²)</i>						
Консолидация в одометре						
$\sigma=0,5$	1,85	1,42	0,9	47,4	0,88	29,5
$\sigma=1,0$	1,94	1,52	0,763	43,7	0,96	27,2
$\sigma=2,0$	1,95	1,52	0,777	43,7	0,98	28,3
$\sigma=4,0$	2,03	1,618	0,666	40,0	1,02	25,4
$\sigma=6,0$	2,07	1,66	0,627	38,5	1,05	24,6
$\sigma=8,0$	2,08	1,68	0,602	37,7	1,04	23,4
Плоскостной сдвиг						
$\sigma_H=0,5$	1,95	1,50	0,795	44,4	1,00	29,7
$\sigma_H=1,0$	1,97	1,51	0,784	44,0	1,03	30
	2,00	1,54	0,742	42,9	1,06	29,2
$\sigma_H=2,0$	1,98	1,54	0,747	42,9	1,01	28,1
	2,00	1,55	0,742	42,5	1,05	28,9
$\sigma_H=4,0$	2,05	1,62	0,662	40,0	1,06	26,2
$\sigma_H=6,0$	2,09	1,68	0,607	37,7	1,08	24,4
$\sigma_H=8,0$	2,08	1,68	0,602	37,7	1,04	23,4
Сдвиг в условиях трехосного сжатия						
$\sigma_{1,2}=0,5$	2,14	1,69	0,59	37,4	1,01	26,5
$\sigma_{1,2}=1,0$	2,11	1,698	0,56	37,1	1,16	24,2
$\sigma_{1,2}=2,0$	2,16	1,80	0,508	33,3	1,04	19,7
$\sigma_{1,2}=4,0$	2,14	1,75	0,535	35,1	1,11	22,1
$\sigma_{1,2}=6,0$	2,15	1,77	0,508	34,4	1,10	20,8
$\sigma_{1,2}=8,0$	2,10	1,857	0,482	31,2	1,00	17,9
<i>Аскан-глина</i>						
Консолидация в одометре						
$\sigma=0,5$	1,47	0,829	1,88	65,3	0,98	77,3
$\sigma=1,0$	1,61	0,92	1,58	61,5	1,12	74,0
$\sigma=2,0$	1,488	0,88	1,71	63,1	0,95	68,0
$\sigma=4,0$	1,64	1,08	1,32	56,9	1,11	61,2
$\sigma=6,0$	1,68	1,06	1,25	55,6	1,10	57,8
$\sigma=8,0$	1,78	1,13	1,11	52,7	1,02	57,0
Плоскостной сдвиг						
$\sigma_H=0,5$	1,57	0,90	1,65	62,3	1,07	74,0
$\sigma_H=1,0$	1,578	0,96	1,48	59,8	1,117	69,2
$\sigma_H=2,0$	1,61	0,945	1,52	60,4	1,105	70,3
$\sigma_H=4,0$	1,658	1,04	1,298	56,4	1,08	58,8
$\sigma_H=6,0$	1,695	1,049	1,278	56,1	1,15	61,5
$\sigma_H=8,0$	1,70	1,09	1,19	54,4	1,118	55,7
Консолидация в стабилометре						
$\sigma_{1,2}=1,0$	1,64	1,006	1,38	58,0	1,09	63,0
$\sigma_{1,2}=4,0$	1,66	1,05	1,28	56,0	1,08	58,0
$\sigma_{1,2}=8,0$	1,73	1,13	1,12	52,0	1,13	53,2

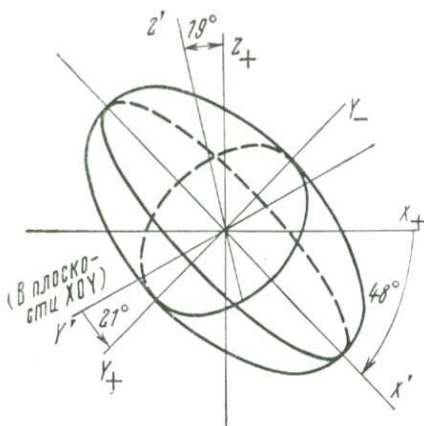


Рис. 27. Текстура пасты аскап-глины, образовавшейся в результате консолидации в одометре

$\sigma = 6$ кгс/см². Однако вопрос о наличии этой границы в отношении величины нагрузки пока остается неясным потому, что иногда при нагрузках 6 и 8 кгс/см² получены текстуры такого же типа, как и при $\sigma = 4$ кгс/см². Несмотря на некоторую некорректность полученных данных, можно утверждать о необходимости ревизии бытующих представлений о том, что при консолидации в условиях одометра образцы монтмориллонитовых глин образуют текстуру с хорошей ориентацией частиц в горизонтальной плоскости. Это положение может быть справедливым лишь при достаточно больших нагрузках консолидации, а

при малых нагрузках среднестатистическая основная ось текстуры всегда наклонена ко всем трем осям координат.

Это зависит от угла наклона основной оси текстуры к плоскости XOY . Эта величина колеблется около 45°. С другой стороны, вид неравенства $\alpha_{33} > \alpha_{22} > \alpha_{11}$ также может указать на некоторые особенности текстуры. Так, в случае консолидации это неравенство не имеет той строгой закономерности в отношении расстановки корней, как при деформации плоскостного сдвига, когда неравенство всегда имеет вид $\alpha_{33} > \alpha_{22} > \alpha_{11}$. Это подтверждает относительную неупорядоченность и неоднородность в объеме текстуры консолидации монтмориллонитовой глины по сравнению с соответствующей текстурой сдвига.

Итак, подводя итоги, можно заключить, что текстура консолидации аскап-глины в одометре может быть описана эллипсоидом, наклоненным длинной осью к плоскости XOY в среднем под углом 45°. Основная ось текстуры наклонена ко всем трем осям координат и при этом ориентация частиц вдоль этой оси обычно в 2 раза выше, чем по осям, лежащим в горизонтальной плоскости XOY , либо наклоненным к ней под небольшими углами.

Несмотря на то что достаточно четкой зависимости текстуры от величины нагрузки не установлено, при нагрузках консолидации 4,6 и 8 кгс/см² длинная ось текстуры занимает положение, близкое к плоскости XOY . Поэтому можно судить о наличии двух фаз формирования текстуры консолидации. При нагрузках $\sigma < 4$ кгс/см² текстура представлена эллипсоидом, с достаточно крутым наклоном длинной оси к плоскости XOY , а при нагрузках $\sigma > 4$ кгс/см² наблюдается выполаживание этой оси и приближение ее к горизонтальной плоскости. В заключение характеристики этой текстуры следует отметить, что в образцах-двойниках, отобранных из одного и того же одометра, часто наблюда-

ются существенные различия в текстуре, что свидетельствует о большой неоднородности текстуры по объему и довольно сложном напряженном состоянии образца.

плоскостной сдвиг

Текстура предварительно консолидированной монтмориллонитовой пасты, подвергнутой деформации быстрого сдвига, описывается уплощенным по оси X (X') эллипсоидом (при нормальных нагрузках до 4 кгс/см^2) либо эллипсоидом ($\sigma \geq 4 \text{ кгс/см}^2$) с длинной осью, лежащей почти в вертикальной плоскости ZOY (рис. 28). Эти данные указывают на отсутствие какой-либо ориентации частиц в направлении, перпендикулярном к направлению сдвига в горизонтальной плоскости, но отмечают высокую ориентацию частиц по вертикальной оси. По-видимому, этот факт объясняется предварительной консолидацией образца до сдвига, в результате которой образуется текстура с осью относительно высокой ориентации частиц, достаточно круто наклоненной к горизонтальной плоскости. При больших нормальных нагрузках текстура практически не разрушается в объеме образца под влиянием деформации сдвига. Однако снижение качества ориентации частиц вдоль этого направления фиксируется, так как происходит выравнивание в степени ориентации частиц между осями Z и Y (ось Y совпадает с направлением сдвига). В результате такого выравнивания отношение корней $\lambda_{33} : \lambda_{22}$ уменьшается с 2 до 1,5 при сравнении текстуры консолидации и текстуры плоскостного сдвига. С другой стороны, методика определения сопротивления сдвигу при плоскостном срезе не исключает возможности перекоса всего объема образца в целом еще до деформации сдвига. Поэтому длинная ось эллипсоида может занять более вертикальное положение, чем это происходило только в результате консолидации. Из сопоставления текстур консолидации и плоскостного сдвига при равных $\sigma_{\text{н}}$ следует, что радикальная перестройка текстуры консолидации наблюдается до нагрузок 4 кгс/см^2 . При больших нагрузках после сдвига текстура консолидации практически сохраняет свой облик.

ТЕКСТУРА КОНСОЛИДАЦИИ В СТАБИЛОМЕТРЕ

Модель текстуры консолидации аскан-глины в стабилметре может быть представлена эллипсом. Разница в длинах осей незначительная, т. е. эллипс по своим размерам близок к кругу.

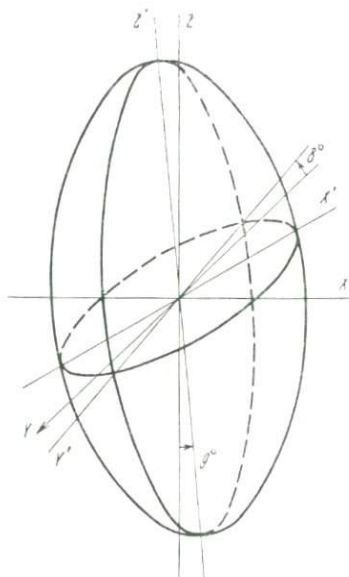


Рис. 28. Текстура пасты аскан-глины, образовавшейся в результате плоскостного сдвига

В среднем наклон плоскости эллипсов к плоскости XOY около 60° , что соответствует условиям гидростатического сжатия. Тем не менее следует отметить, что относительно более длинная ось эллипса тяготеет к вертикальной оси z , что может быть связано с наличием деформации растяжения вдоль этой оси, обусловленной спецификой испытания образцов в условиях трехосного сжатия.

СДВИГ В СТАБИЛОМЕТРЕ

Сопоставление текстур консолидации и сдвига в условиях трехосного сжатия приводит к выводу, что в обоих случаях преимущественно текстура описывается плоскими эллипсами, наклоненными в случае консолидации под углом около 60° , а в случае сдвига — под углом $20-30^\circ$ к плоскости XOY . Таким образом, различие в текстуре связано лишь с выполаживанием сечения эллипса по отношению к плоскости XOY , что обусловлено пластическим течением образца под вертикальной нагрузкой σ_3 и отсутствием хрупкого характера разрушения образцов даже при давлении в камере 8 кгс/см^2 .

КАОЛИНИТОВАЯ ГЛИНА (ГЛУХОВЕЦКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, УССР)

КОНСОЛИДАЦИЯ В ОДОМЕТРЕ

Перестройка текстуры каолининовой пасты в ходе консолидации в одометре (рис. 29) может быть разделена на две фазы с границей раздела при $\sigma \approx 4 \text{ кгс/см}^2$. При малых нагрузках текстура характеризуется эллипсоидом — диском с развитым, практически круговым сечением, наклоненным к плоскости XOY под углом около 45° . При нагрузках больше 4 кгс/см^2 угол наклона

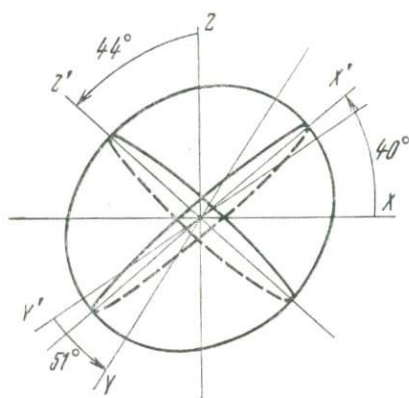


Рис. 29. Текстура пасты каолининовой глины, образовавшейся в результате консолидации в одометре

этого сечения снижается на несколько градусов. Можно полагать, что перпендикуляром к наиболее развитому сечению эллипсоида является равнодействующая вертикальных и горизонтальных напряжений (для плоского случая). Круговое сечение эллипсоида обусловлено незначительной анизотропией в форме частиц каолинита в пределах базальной грани, которые ориентируются к равнодействующей напряжений базальной гранью (OOL). При этом распределение осей кристаллов в пределах развитого сечения эллипсоида представляется беспорядочным.

Таким образом, принципиально текстура консолидации каолини-

вой пасты слабо зависит от величины действующей нагрузки, характеризуясь при всех σ эллипсоидом-диском, наклоненным к плоскости XOY . Однако в текстуре имеется общая черта с текстурой монтмориллонитовой пасты, которая заключается в наличии граничной нагрузки ~ 4 кгс/см², начиная с которой основное развитое сечение эллипсоида выполаживается по отношению к горизонтальной плоскости XOY .

ПЛОСКОСТНОЙ СДВИГ

Текстура каолининовой пасты после деформации сдвига (рис. 30) характеризуется, как и в случае аскан-глины, эллипсоидом-диском, который наклонен наиболее развитым сечением к горизонтальной плоскости под углом $45\text{--}60^\circ$. Характерно, что наименьшей осью эллипсоида всегда является ось X , перпендикулярная к направлению сдвига и лежащая под небольшим углом к плоскости XOY . Плоскость, в которой лежит сечение, образуемое максимальной и средней осями имеет небольшой угол (не более 19°) к направлению сдвига (ось Y), причем этот угол является по существу постоянным и не зависит от величины нормальной нагрузки.

В большинстве случаев при нормальных нагрузках, отличающихся от 0, длина оси Z несколько больше оси Y , что, как и в случае монтмориллонитовой глины, указывает на существенную сохранность текстуры консолидации. Доказательством могут служить также данные по текстуре сдвига, полученные на образцах, предварительно не консолидированных и сдвинутых при $\sigma_n=0$. В этом случае наибольшей осью ориентации является ось Y , близлежащая к направлению сдвига. Аналогичная текстура получена и при $\sigma_n=0,5$ кгс/см², что позволяет утверждать наличие перестройки текстуры в процессе сдвиговой деформации в результате выравнивания частиц вдоль направления сдвига. Однако этот механизм может наблюдаться только при малых нормальных нагрузках. Кроме того, при малых нормальных нагрузках в процессе плоскостного сдвига отмечается существенная неоднородность образца по объему. Это следует из асимметрии кривых механических моментов при нагрузках 0; 0,5; 1 кгс/см², которая при больших нагрузках исчезает. Кроме того, неправильная форма кривых $M=\varphi(\theta)$ и повышенные значения ампли-

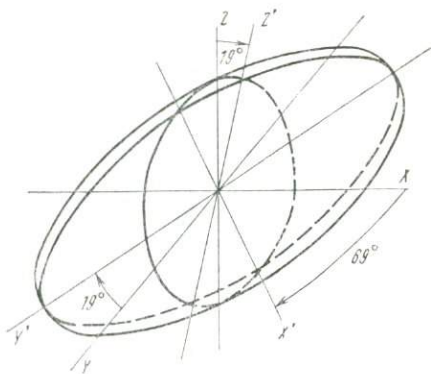


Рис. 30. Текстура каолининовой пасты, образовавшейся в результате плоскостного сдвига

туд свидетельствуют о том же. В этом отношении показательно, что амплитуды этих кривых после плоскостного сдвига, а также сдвига в стабилометре имеют более высокие значения, чем в тех же условиях до сдвига. Это означает, что деформация сдвига в каолиновой пасте частично разрушает текстуру, сформировавшуюся в процессе предварительной консолидации, и приводит к объемной неоднородности образца.

КОНСОЛИДАЦИЯ В СТАБИЛОМЕТРЕ

Деформация консолидации в стабилометре под влиянием гидростатического давления в камере в наших экспериментах не являлась чисто гидростатической, так как образец устанавливался на дно камеры, а сверху на нем закреплялся шток. Поэтому здесь мы имеем частный случай деформирования в одометре, где роль жестких стенок выполняли пуансоны на верхнем и нижнем торцах образца. Текстура консолидации в данном случае принципиально не отличается от соответствующей текстуры, полученной в одометре. Она характеризуется эллипсоидом-диском, расположенным развитым сечением под углом 75° к плоскости XOY . При этом ориентация частиц вдоль оси Z' в 2—4 раза выше, чем по осям X' и Y' .

СДВИГ В СТАБИЛОМЕТРЕ

Из анализа полученных кривых $M = \varphi(\Theta)$ для каолиновой пасты после деформации сдвига в стабилометре следует, что амплитуды кривых, соответствующие подвесу образца за ось Y , практически одинаковы. Уже один только этот факт говорит о том, что независимо от величины

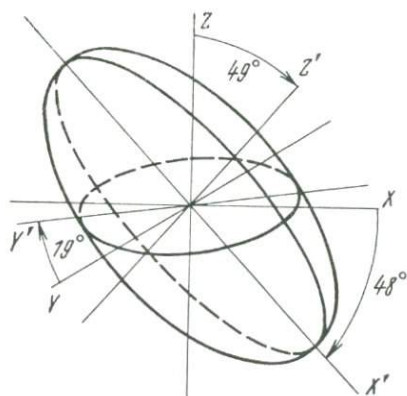


Рис. 31. Текстура каолиновой пасты, образовавшейся в условиях трехосного сжатия

$\sigma_{1,2}$ принципиально текстура сдвига во всех случаях одинакова. Схематически перестройка текстуры в данном случае разделяется на две фазы (рис. 31). На стадии первой фазы ($0-4$ кгс/см²) формируется текстура, под действием деформации консолидации и сдвига, отличающаяся от текстуры консолидации в стабилометре более короткой осью Z' . Эта текстура формируется под влиянием осевой нагрузки σ_3 в условиях относительно низкой плотности и высокой влажности образца (испытания проводились по дренированной схеме). Образец пасты в этих условиях деформируется как

типичный пластичный материал, образуется «бочка», не наблюдается даже видимых следов поверхности разрушения. В интервале этих нагрузок эллипсоид имеет короткую ось Z' и наклонен к горизонтальной плоскости под углом $\sim 40^\circ$. На второй стадии деформирования (4—8 кгс/см²) текстура формируется под действием деформаций консолидации и сдвига, но определяющей текстуру является деформация сдвига. Здесь в эллипсоиде короткой осью является X' , а длинная ось Z' тяготеет к вертикали. На этой фазе деформирования на образцах отчетливо наблюдается плоскость сдвига, наклоненная к горизонтальной плоскости под углом $\sim 55^\circ$.

ГИДРОСЛЮДИСТАЯ ГЛИНА (Г. ЛЕНИНГРАД)

КОНСОЛИДАЦИЯ В ОДОМЕТРЕ

Текстура консолидации гидрослюдистой глины в одометре характеризуется эллипсоидом-диском, сжатым по оси Z , с примерно равными осями X' и Y' , лежащими практически в плоскости XOY или под небольшими углами к ней (рис. 32).

Ориентация частиц вдоль вертикальной оси Z на порядок ниже, чем в основном сечении эллипсоида, близком к плоскости XOY . Угол наклона плоскости сечения $X'Y'$ с плоскостью XOY уменьшается с увеличением нагрузки и при $\sigma = 6\text{--}8$ кгс/см² составляет $10\text{--}20^\circ$ с плоскостью XOY . При этом размер оси Z' также уменьшается, что указывает на высокую ориентацию частиц в плоскости основного сечения, которая в 30—50 раз при этих нагрузках выше, чем вдоль направления Z . Можно полагать, что $\sigma_n = 1$ кгс/см² является той нагрузкой консолидации, при которой текстура перестраивается наиболее интенсивно — вплоть до плоского эллипса. Однако под нагрузкой 8 кгс/см² ориентация частиц вдоль оси Z несколько увеличивается, что может быть следствием более высокой плотности образца и большего по величине бокового распора.

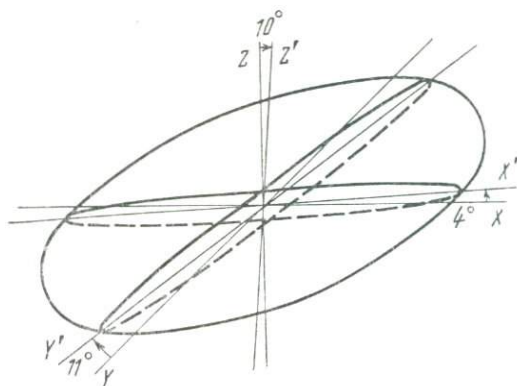


Рис. 32. Текстура гидрослюдистой глины, образовавшейся в результате консолидации в одометре

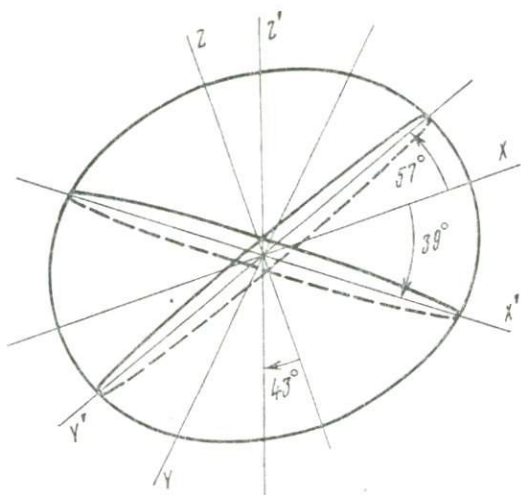


Рис. 33. Текстура гидрослюдистой пасты, образовавшейся в результате плоскостного сдвига

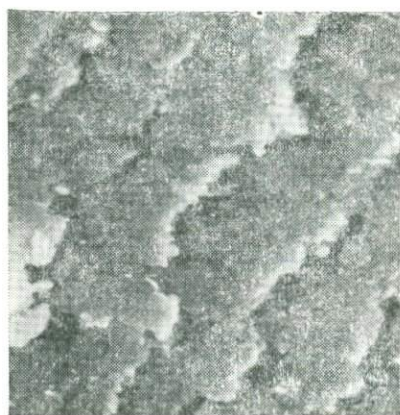


Рис. 34. Микротекстура гидрослюдистой пасты в зоне сдвига. Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе ISM-2. Увеличение 3000

Текстура плоскостного сдвига гидрослюдистой глины (рис. 33) представлена уплощенным эллипсоидом-диском, сжатым по оси Z . В данном случае деформация сдвига в объеме образца по существу не изменяет ту текстуру, которая сформировалась в процессе предварительной консолидации. Однако, так же как и в случае с каолинитовой пастой, при малых нормальных нагрузках ($\sigma = 1$ кгс/см²) некоторая переориентация частиц вдоль направления сдвига наблюдается. Эту переориентацию можно видеть на электронномикроскопическом снимке, полученном на сканирующем микроскопе (рис. 34). В целом текстура в данном случае, как и после консолидации в одометре, описывается эллипсоидом-диском наклоненным к плоскости XOY развитым сечением ($X' - Y'$) под углом $15-20^\circ$.

КОНСОЛИДАЦИЯ В СТАБИЛОМЕТРЕ

Текстура консолидации гидрослюдистой глины в стабилometре в принципе отличается от соответствующей текстуры, сформировавшейся в одометре. Здесь текстура характеризуется уплощенным эллипсоидом-диском, круто наклоненным к плоскости XOY . В данном случае ориентация частиц по оси Z' всегда велика. Максимальной и средней осью всегда является Z' и одна из осей X' или Y' , при этом минимальной осью может быть только X' или Y' , но не Z' , в чем и заключается коренное отличие в текстуре консолидации в одометре и стабилometре. Каких-либо закономерностей в формировании текстуры в зависимости от величины давления в камере не установлено.

СДВИГ В СТАБИЛОМЕТРЕ

Текстура сдвига гидрослюдистой глины в условиях трехосного сжатия (рис. 35) может быть подразделена на два подтипа. При давлениях в камере от 0 до 6 кгс/см² текстура является результирующей деформацией консолидации и сдвига, причем в интервале нагрузок до 2 кгс/см² она представляет собой типичную текстуру, характерную для всех образцов, консолидируемых в условиях трехосного сжатия. При нагрузках 4 и 6 кгс/см² формируется текстура, аналогичная текстуре консолидации в одометре. Это связано с формированием «бочки» под действием вертикальной нагрузки

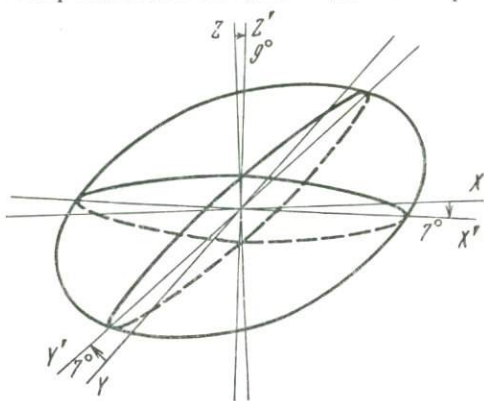


Рис. 35. Текстура гидрослюдистой пасты, образовавшейся в условиях трехосного сжатия

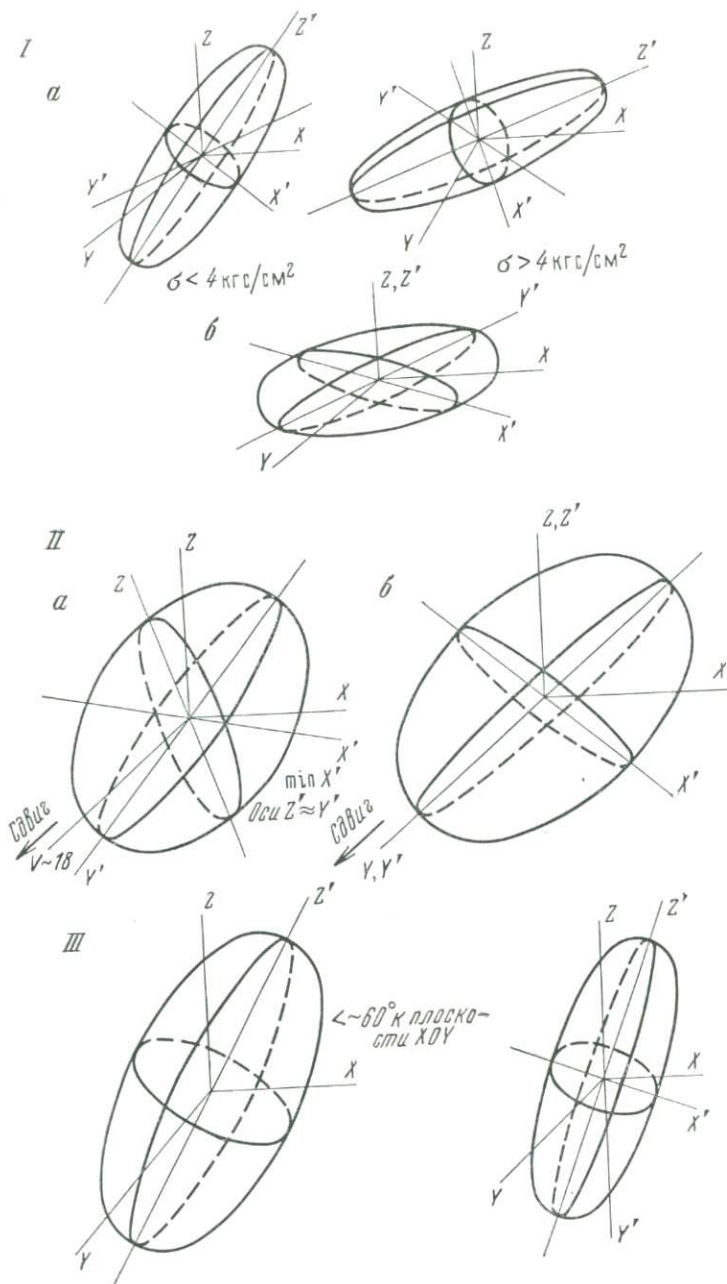


Рис. 36. Схема перестройки текстуры глинистых паст, сформировавшихся под влиянием механических деформаций:
 I — консолидация в одометре, II — плоскостной сдвиг, III — консолидация в стабилометре, IV — сдвиг в стабилометре

ки σ_3 . И только при $\sigma_{1,2} = 8$ кгс/см² наблюдается типичная текстура сдвига в виде плоского эллипса с примерно равными осями Z' и X' , расположенного под углом 60° к плоскости XOY . Таким образом, можно заключить, что перестройка текстуры в процессе сдвига в условиях трехосного сжатия в общих чертах для всех исследованных образцов происходит по одинаковой схеме, независимо от минерального состава паст. Формирование и перестройка текстуры под влиянием механических деформаций изображены на схеме (рис. 36).

ТЕКСТУРА КОНСОЛИДАЦИИ И СДВИГА ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ¹

ПРОСЯНОВСКИЙ КАОЛИН. КОНСОЛИДАЦИЯ В ПРЕСС-ФОРМЕ

Текстура консолидации в пресс-форме представлена уплощенным эллипсоидом с примерно равными осями X' и Y' . Ориентация частиц по оси Z' в 2 раза выше, чем по осям X' и Y' . С увеличением нагрузки до 10, 40 и 60 кгс/см² ось Z остается максимальной осью ориентации частиц, причем ориентация их в среднем в 2 раза выше, чем по осям X и Y .

Если сопоставить текстуру консолидации в пресс-форме и текстуру сдвига в стабилometре, то можно отметить много общего. А именно, в обоих случаях максимальной осью ориентации является ось Z' , однако наиболее развитое сечение эллипсоида наклонено к горизонтальной плоскости XOY под более пологим углом (40 — 50°) в случае консолидации. Эта тенденция отмечалась и на других ранее описанных образцах. Поэтому можно считать, что текстура консолидации каолиновой глины формируется при достаточно малых нагрузках (до 4 кгс/см²), а с увеличением нагрузки до 60 кгс/см² существенных изменений в текстуре не происходит. В этом ряду нагрузок текстура может быть охарактеризована уплощенным эллипсоидом по оси X' или Y' . Ось Z всегда является максимальной осью текстуры, которая наклонена к горизонту в среднем под углом 40 — 60° .

ПРОСЯНОВСКИЙ КАОЛИН. СДВИГ В СТАБИЛОМЕТРЕ

Текстура сдвига просяновского каолина при $\sigma_{1,2} = 2$ кгс/см² представлена уплощенным эллипсоидом по оси X' или Y' . Наиболее развитое сечение эллипсоида близко к круговому. При увеличении давления в камере до 10 кгс/см² максимальной осью всегда является ось Z' , ориентация частиц вдоль которой обычно в 2 раза выше, чем по осям X' и Y' . Угол отклонения оси Z' от Z обычно небольшой (5 — 20°).

При увеличении давления в камере до 20, 40, 60 и 80 кгс/см² принципиально текстура образцов не изменяется — как и в предыдущих случаях всегда максимальной осью ориентации является ось Z' , оси X' и Y' практически равны, а ориентация частиц

¹ Эксперимент выполнен А. И. Чвановой.

вдоль оси Z' во всех случаях независима от давления в камере в 2 раза выше, чем по осям X' и Y' . Однако угол отклонения оси Z' от Z увеличивается до $20-50^\circ$, что может быть связано с относительно более высокой плотностью и «хрупким» поведением образца. Итак, формирование текстуры каолинитовых паст, приготовленных при влажности верхнего предела пластичности, заканчивается при относительно небольших нагрузках ($1-4$ кгс/см²). При больших нагрузках текстура практически остается той же самой, хотя некоторые специфические черты могут появиться в связи с относительно высокой плотностью и низкой влажностью паст.

**ПАСТА ПАЛЫГОРСКИТОВОЙ ГЛИНЫ (ЧЕРКАССКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)
СДВИГ В СТАБИЛОМЕТРЕ**

В отличие от просяновского каолина на всех образцах палыгорскитовой пасты отмечается совпадение «новых» и «старых» осей. Общей чертой текстуры является наличие максимальной ориентировки частиц вдоль Z' . В целом, в интервале нагрузок от 4 до 40 кгс/см² текстура палыгорскитовой пасты представлена эллипсоидом с длинной осью Z' , отклоненной от оси Z на угол от 0 до 30° . Ориентация частиц вдоль оси Z' в 1,5—3 раза выше, чем по осям X' и Y' . Основное сечение эллипсоида ($Z' - Y'$) близко к круговому, так как ось Z' , как правило, в 1,5 раза длиннее оси Y' .

ПАСТА БЕНТОНИТОВОЙ ГЛИНЫ (ЧЕРКАССКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)

Текстура черкасского бентонита имеет много общего с выше рассмотренной текстурой черкасского палыгорскита. Отмечается частое совпадение «новых» и «старых» осей Y и Z ; наибольшая ориентация частиц связана с осью Z' ; вдоль которой качество ориентированности частиц в 1,5—3 раза выше, чем по осям X' и Y' . В одной из серий экспериментов поверхность разрушения задавалась путем разрезания образца металлической нитью под углом $\sim 55^\circ$ к горизонту. Однако в объеме всего образца существенных изменений не наблюдалось.

Обобщая полученные данные на образцах паст мономинеральных глин, можно сделать вывод о том, что роль минерального состава в формировании текстуры под нагрузкой выявляется достаточно наглядно. По степени упорядоченности образовавшихся текстур исследуемые образцы глин располагаются в ряд гидрослюдистая > каолинитовая > монтмориллонитовая. В случае паст монтмориллонитового и каолинитового состава при консолидации в одометре не образуется текстуры с высокой ориентированностью частиц в горизонтальной плоскости. Такая текстура формируется только на пастах гидрослюдистого состава. Текстуры паст каолинитового и особенно монтмориллонитового состава характеризуются эллипсоидами, длинные оси которых или наиболее развитые сечения наклонены ко всем трем координатным осям. Такое тек-

стурное различие в зависимости от минерального состава может быть обусловлено разницей в форме частиц, в величине бокового распора, плотности и вязкости.

В зависимости от величины действующих напряжений установлены фазы (стадии) формирования текстуры. Так, для монтмориллонитовой и каолининовой паст граничная нагрузка составляет 2—4 кгс/см², выше которой наблюдается некоторое выполаживание основной оси текстуры и приближение ее к горизонтальной плоскости. Аналогичные данные получены по перестройке текстуры предварительной консолидации в процессе последующей деформации сдвига. Показано, что при относительно малых нормальных нагрузках (<4 кгс/см²) в процессе сдвига происходят объемные текстурные изменения, а при относительно больших нормальных нагрузках (6—8 кгс/см²) зона сдвига уменьшается и стремится к некоторой поверхности или плоскости. Установлено, что при относительно больших нагрузках текстура консолидации может сохраняться. Показано, что под влиянием деформации сдвига в случае монтмориллонитовой глины формируется более совершенная текстура, чем текстура консолидации, и, напротив, в случае каолининовой глины текстура предварительной консолидации частично разрушается. Несмотря на некоторую специфику, в текстуре сдвига монтмориллонитовой и каолининовой паст имеется общая закономерность, которая заключается в том, что минимальной осью ориентации частиц всегда является ось, перпендикулярная к направлению сдвига и лежащая в плоскости сдвига.

Механизм перестройки текстуры в результате деформации сдвига вязко-текучих глин состоит из двух элементов: перекоса вертикальной оси эллипсоида и выравнивания частиц вдоль направления сдвига за счет ухудшения ориентации частиц по другим направлениям. Текстура деформации сдвига в условиях трехосного сжатия в отличие от деформации плоскостного сдвига формируется для всех образцов паст независимо от минерального состава по одинаковой схеме. А именно, при относительно небольших давлениях в камере ($\sigma_{1,2} = 4—6$ кгс/см²) формируется интегральная текстура, обязанный одновременно развитию деформаций консолидации и сдвига. Только при больших давлениях в камере, когда образец начинает обладать свойствами твердого тела, появляется типичный признак «чистой текстуры сдвига» в условиях трехосного сжатия — вырождение эллипсоида в эллипс, что характерно для всех исследованных образцов паст. Кроме того, в процессе сдвига в условиях трехосного сжатия ось наилучшей ориентации частиц всегда имеет тенденцию приближаться к вертикали.

Текстура глинистых паст, сформировавшаяся под действием относительно больших нагрузок (до 80 кгс/см²), принципиально не отличается от текстуры, образующейся в диапазоне нагрузок 2—4 кгс/см². Поэтому при нагрузках в несколько десятков кгс/см² можно говорить об изменении структуры, но не текстуры.

ПЫЛЕВАТЫЙ ТЯЖЕЛЫЙ СУГЛИНОК

Текстура естественного сложения. На рис. 37, а изображен эллипсоид, который отражает текстуру тяжелого суглинка естественного сложения. Полученные данные показывают, что соотношение между размерами осей эллипсоида выражены неравенством $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$ и равенствами $\frac{|\chi_{33}|}{|\chi_{22}|} = 3,43$; $\frac{|\chi_{11}|}{|\chi_{22}|} = 2,43$. Откуда следует, что направлением наибольшей ориентации частиц является ось Z' , средняя ориентация частиц наблюдается по оси X' и наименьшая — по оси Y' . Из приведенного рис. 37, а видно, что наилучшая ориентация частиц наблюдается в плоскости $Z'OX'$. Подобная текстура, вероятно, может образоваться в природных

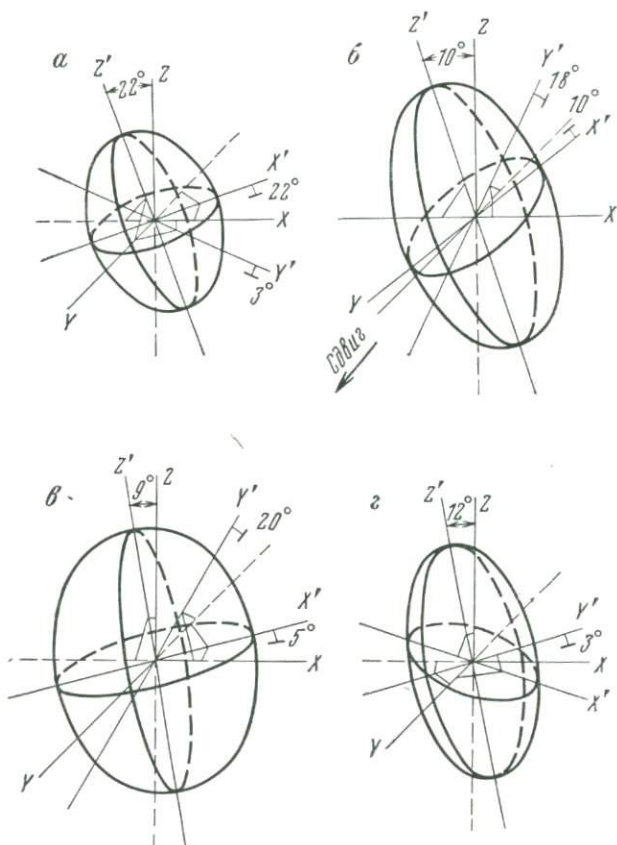


Рис. 37. Текстуры изменения тяжелого суглинка, образовавшиеся в результате плоскостного сдвига:

а — естественная текстура; б — текстура плоскостного сдвига; в — текстура сдвига в условиях трехосного сжатия ($\sigma = 0,5$ кгс/см²); г — то же ($\sigma = 8$ кгс/см²)

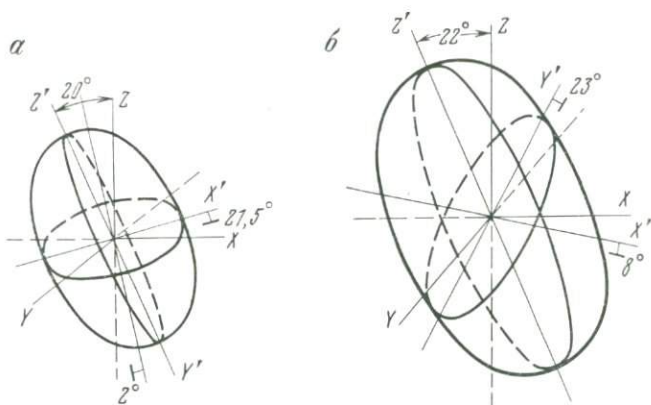


Рис. 38. Текстура тяжелого суглинка, образовавшегося в результате консолидации:

а — тяжелого суглинка; б — пасты

условиях, если, кроме гидростатического давления в массиве (при осадконакоплении), возникает боковое давление.

Рассматриваемый суглинок имеет озерно-аллювиальное происхождение. Возможно, что боковое давление вызывается смещением текучих, пластичных осадков от берегов к центру в небольших озерах со значительной кривизной дна.

Текстура консолидации. В результате консолидации текстура образца, как видно на рис. 38, изменяется мало, по сравнению с естественной текстурой. Неравенство $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$ остается неизменным. Оси эллипсоида X, Y, Z' сохраняют свое положение относительно системы координат. Изменения происходят лишь в соотношении между размерами осей, которые уменьшаются $\frac{|x_{33}|}{|x_{22}|} = 2,86, \frac{|x_{11}|}{|x_{22}|} = 1,91$, а также заметно увеличивается длина осей.

Текстура консолидированной пасты. Эллипсоид, полученный в результате измерения образца консолидированной пасты (рис. 38, б), имеет величины осей 2,69; 1,11 и 3,8 (в условных единицах), превышающие соответственно в 5,45; 13,2; 2,26 раза оси эллипсоида при ненарушенном сложении (табл. 17). Несмотря на это, соотношение между осями эллипсоида осталось таким же: $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$. Оси имеют ту же ориентацию относительно системы координат. Текстура образца имеет наибольшую ориентацию частиц по оси Z' , превышающую в 3,43 раза ориентацию частиц по оси Y' .

Увеличение размеров эллипсоида у образца из пасты может быть связано с увеличением объемной массы скелета образца (см. табл. 17). Так, в ненарушенном сложении объемная масса скелета равна 1,35 г/см³, в случае пасты — 1,53 г/см³. Обращает на себя внимание и тот факт, что в условиях консолидации пасты

Некоторые данные по физико-механическим свойствам и текстуре исследуемых глин естественного и нарушенного сложения

Характеристика пород	Пылеватый тяжелый суглинок		Пылеватый средний суглинок		Кинельская глина		Спондиловая глина	
	естественное сложение	нарушенное сложение	естественное сложение	нарушенное сложение	естественное сложение	нарушенное сложение	естественное сложение	нарушенное сложение
Весовая влажность, %	33,1	30,1	18,0	14,9	19,7	35,9	20,0	32,6
Объемная масса, г/см ³	1,81	1,99	2,03	2,19	2,04	1,87	1,89	1,89
Плотность, г/см ³	2,74	—	2,71	—	1,75	—	2,69	—
Объемная масса твердой фазы, г/см ³	1,35	1,53	1,72	1,91	1,71	1,36	1,57	1,43
Коэффициент пористости	1,02	0,79	0,57	0,42	0,61	1,02	0,71	0,88
Суммы амплитуд кривых по трем осям (ΣA_{XYZ})	68,4	164,6	38,2	46,4	338,0	92,0	40,0	60,6

$\sigma = 4$ кгс/см² формируется текстура, подобная той, которая сформировалась в природных условиях.

Текстура плоскостного сдвига. При измерениях образцов после деформации плоскостного сдвига получен эллипсоид, изображенный на рис. 37, б. Соотношение размеров осей эллипсоида представлено неравенством $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$, где $\frac{|\chi_{33}|}{|\chi_{22}|} = 2,24$ и $\frac{|\chi_{11}|}{|\chi_{22}|} = 1,24$. Из рис. 37, б, видно, что существенной перестройки текстуры в процессе сдвига не происходит, так как длинная ось эллипсоида имеет почти тот же угол наклона, что и на рис. 37, а. В таком же соотношении с осью Z' находятся оси X' и Y' . Однако размеры эллипсоида уменьшились по оси Z' , а оси X' и Y' почти выравнялись по величине.

Текстура сдвига в условиях трехосного сжатия. Испытания в стабилометре проводились при давлениях в камере 0,5 и 8 кгс/см². На рис. 37, в изображен эллипсоид, полученный при $\sigma_3 = 0,5$ кгс/см². Длинная ось эллипсоида отклонена на 9° от вертикальной оси Z , оси X' и Y' наклонены соответственно на 5 и 20° к горизонтальной плоскости. Величины векторов $\lambda_1 = 0,384$; $\lambda_2 = 0,125$; $\lambda_3 = +0,49$ находятся в соотношении $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$. Ориентация частиц в этом случае вдоль оси Z' в 3 раза больше, чем вдоль оси Y' .

Таким образом, наиболее высокая ориентация частиц наблюдается в плоскости $Z'OX'$, составляющей с горизонтальной плоскостью угол 80°. При ненарушенном сложении ось Z' отклонена от оси Z на угол 22°, а при сдвиге, в условиях всестороннего

сжатия, длинная ось эллипсоида Z' отклонена от вертикальной оси Z на 9° . Аналогичный результат наблюдается при $\sigma_3 = 8,0$ кгс/см² (рис. 37, ε). Здесь ось эллипсоида Z' составляет с осью Z угол 12° . Ось X лежит в горизонтальной плоскости, а ось Y' составляет с ней угол 3° . Отношения $\frac{|x_{33}|}{|x_{22}|} = 2,46$ и $\frac{x_{11}}{|x_{22}|} = 1,46$ показывают уменьшение ориентации вдоль оси Z и осей X' и Y' .

По полученным результатам можно представить динамику изменения текстуры в образце пылеватого тяжелого суглинка в процессе сдвиговых деформаций следующим образом. В ненарушенном сложении ориентация частиц в плоскости $Z'OX'$, наклоненной к горизонту под углом 68° , была в 3 раза лучшей, чем в горизонтальной плоскости. При плоскостном сдвиге происходит изменение ориентации частиц по всем трем осям эллипсоида, о чем свидетельствует уменьшение отношений между длинами осей, хотя ориентация осей эллипсоида относительно системы координат осталась почти неизменной.

Для сдвига в условиях трехосного сжатия характерно приближение оси наилучшей ориентации текстуры Z' к вертикальной оси Z на 10 — 13° . При этом заметно ухудшилась ориентация текстуры по всем трем осям.

ПЫЛЕВАТЫЙ СРЕДНИЙ СУГЛИНОК

Текстура естественного сложения. Полученные при измерениях образца кривые M от Θ по трем осям совпали по фазе, но оказались несколько разными по величине амплитуд, а также смещенными относительно друг друга по оси ординат. Полученные данные показывают, что при измерении образца, подвешенного за любую ось, величина и направление магнитной восприимчивости остаются почти постоянными, что указывает на изотропную текстуру. Смещение кривых относительно друг друга по оси ординат объясняется неоднородностью образца, что было ранее установлено при экспериментах на пастах мономинеральных глин. Таким образом, образец в ненарушенном состоянии имеет неоднородную структуру и изотропную (беспорядочную) текстуру.

Текстура консолидации. В условиях консолидации ($\sigma = 4$ кгс/см²), как показывают кривые $M = \varphi(\Theta)$, текстура образца осталась беспорядочной, но совпадение всех кривых по фазе, по амплитуде, а также отсутствие смещения кривых относительно друг друга по оси ординат указывает на то, что структура стала более однородной. Сохранение беспорядочной текстуры в образце после консолидации и появление однородности в структуре, по-видимому, связано с грубодисперсным составом легкого суглинка.

Текстура консолидированной пасты. Перед приготовлением пасты из грунта была удалена фракция > 1 мм, которая составляла около 6%. Эллипсоид на рис. 39, a и кривые $M = \varphi(\Theta)$ указывают на коренные изменения текстуры в образце. В данном

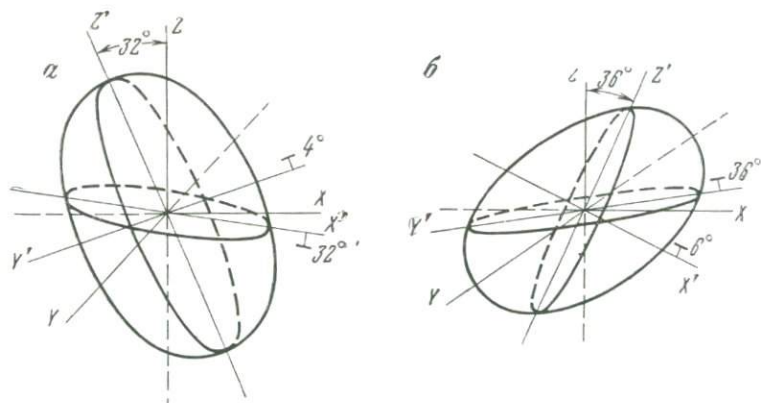


Рис. 39. Текстура консолидированных паст:
 а — средний пылеватый суглинок; б — кинельская глина

случае сформировалась ориентированная текстура по оси Z' , в 3,7 раза превышающая ориентацию частиц по оси X' . Неравенство имеет вид $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$, где $\frac{|\chi_{33}|}{|\chi_{22}|} = 2,5$; $\frac{|\chi_{11}|}{|\chi_{22}|} = 1,49$. Ось Z' наклонена к горизонтالي под углом 58° . Размеры осей эллипсоида увеличились приблизительно в 1,5 раза по сравнению с осями эллипсоида для ненарушенного сложения (см. табл. 17). Это находится в соответствии с изменением в этих образцах объемной массы твердой фазы.

Текстура плоскостного сдвига. После деформации плоскостного сдвига полученные кривые $M = \varphi(\Theta)$ практически повторяют друг друга. Тем не менее можно отметить, что уменьшение разницы в амплитудах, совпадение по фазе стало более четким, уменьшился разброс кривых по оси ординат. Отсюда следует, что в процессе сдвига беспорядочная текстура образца практически не изменилась.

По полученным результатам можно сделать заключение, что в ненарушенном сложении легкий суглинок имеет беспорядочную текстуру и неоднородную структуру. При последующих деформациях текстура в образце остается неориентированной, но структура в образце становится более однородной. При удалении из легкого суглинка крупной фракции (>1 мм) и консолидации приготовленной пасты на формирование текстуры в данном образце существенное влияние, по-видимому, оказывают частицы >1 мм, поскольку при удалении их в образце образуется ориентированная текстура.

СПОНДИЛОВАЯ ГЛИНА

Текстура естественного сложения. Эллипсоид, отвечающий текстуре образца спондиловой глины, показан на рис. 40, а. Соотношение осей этого эллипсоида выражается неравенством

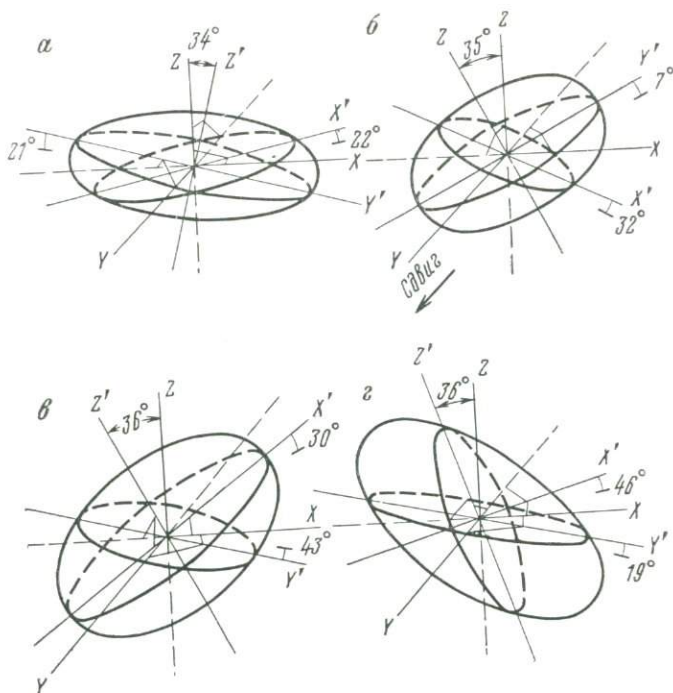


Рис. 40. Текстуры изменения в образцах спондиловой глины, образовавшиеся в результате деформации сдвига:

а — текстура естественного сложения; б — текстура плоскостного сдвига; в — текстура сдвига в условиях трехосного сжатия ($\sigma = 0,5 \text{ кгс/см}^2$); г — то же ($\sigma = 8 \text{ кгс/см}^2$)

$\chi_{11} > \chi_{33} > \chi_{22}$, где $\frac{|\chi_{11}|}{|\chi_{33}|} = 4,83$ и $\frac{|\chi_{22}|}{|\chi_{33}|} = 5,83$. Ось Z' является направлением наихудшей ориентации глинистых частиц, в то время как качество ориентации частиц по осям X' и Y' близко по значениям друг к другу. Это дает основание утверждать, что в плоскости $X'OY'$ фиксируется максимальная ориентация частиц, превышающая в 5—6 раз ориентацию их вдоль оси Z' . Текстура плоскостного сдвига и сдвига в условиях трехосного сжатия (рис. 40, б, в) весьма незначительно отличается от текстуры естественного сложения.

Итак, в данном образце фиксируется текстура с почти горизонтальной ориентацией глинистых частиц, причем в самой плоскости $Y'OX'$ по осям Y' и X' ориентация частиц почти одинакова.

Текстура консолидации. На рис. 41, а показан эллипсоид, описывающий текстуру образца после завершения консолидации. Размеры осей эллипсоида находятся в соотношении $\chi_{11} > \chi_{33} > \chi_{22}$. т. е. в таком же, как и при ненарушенном сложении. Однако в данном случае эллипсоид-диск уменьшился в размерах по оси Z' , о чем свидетельствуют увеличившиеся отношения $\frac{|\chi_{11}|}{|\chi_{33}|} = 18,4$;

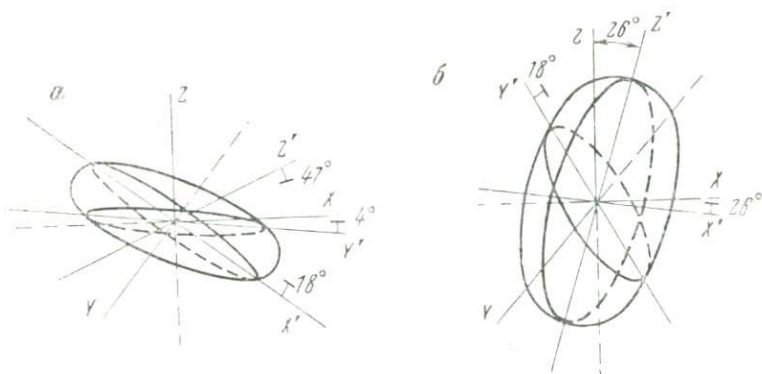


Рис. 41. Текстуальные изменения в образцах спондиловой глины, образовавшиеся в результате деформации сдвига:
 а — текстура консолидации; б — текстура сдвига в условиях трехосного сжатия

$\frac{|x_{20}|}{|x_{33}|} = 17,4$. Вместе с тем, изменился угол наклона оси Z' на 9° . Таким образом, в результате консолидации текстура спондиловой глины стала более совершенной в плоскости $X'OY'$ и, кроме того, изменился угол наклона ее к горизонтальной плоскости.

Текстура консолидированной пасты. Консолидация пасты выполнена при нагрузке 2 кгс/см^2 . Полученный эллипсоид своей длинной осью Z' отклоняется от Z исходной системы координат на угол 26° . Соотношение осей выражается неравенством $\chi_{33} > \chi_{11} > \chi_{22}$, где $\frac{|x_{33}|}{|x_{11}|} = 2,83$; $\frac{|x_{22}|}{|x_{11}|} = 1,83$. Текстура образца имеет почти вертикальную ориентацию, так как ориентация частиц по оси Z' превышает в 2,83 раза ориентацию по оси X' и в 1,83 раза по оси Y' . Эллипсоид образца, соответствующий пасте, имеет объем, близкий к объему эллипсоида при ненарушенном сложении. Объемные массы Δ этих образцов равны, объемная масса скелета γ образца из пасты уменьшилась (см. табл. 17).

Текстура плоскостного сдвига. После сдвига эллипсоид почти не изменил своего первоначального положения в пространстве, так как зафиксированы те же $34\text{--}35^\circ$ наклона оси Z' к горизонтальной плоскости, но после сдвига ось Z' наклонена в сторону направления сдвига, т. е. здесь можно говорить о «зоне» сдвига, а не плоскости (в связи с отбором образца вне плоскости сдвига).

Соотношение осей $\chi_{22} > \chi_{33} > \chi_{11}$, где $\frac{|x_{22}|}{|x_{33}|} = 3,56$; $\frac{|x_{22}|}{|x_{33}|} = 2,55$, показывает, что эллипсоид деформирован по оси Z' , величина отношений между векторами по осям уменьшилась, что свидетельствует о некоторой дезориентации частиц.

Текстура сдвига в условиях трехосного сжатия. Эллипсоид-диск, характерный для образца ненарушенного сложения, при сдвиге в стабилометре ($\sigma_{1,2} = 0,5 \text{ кгс/см}^2$) почти сохраняется

рис. 41, б). Ось эллипсоида Z' также отклоняется от оси Z на угол 36° . Неравенство $\chi_{11} > \chi_{33} > \chi_{22}$ имеет тот же вид. Изменились отношения векторов эллипсоида в сторону меньших величин. Оси X' и Y' поднялись круче над горизонтальной плоскостью в сторону намечающейся плоскости сдвига и соответственно имеют углы 30 и 43° . Хрупкое разрушение образца произошло по плоскости с углом наклона к горизонтали 60 — 63° . Таким образом, угол, заключенный между плоскостью сдвига и плоскостью максимальной ориентированной текстуры $Y'OX'$, равен 20 — 30° .

При $\sigma_{1,2} = 8,0$ кгс/см³ (см. рис. 40, з) эллипсоид-диск становится более плоским. Ось Z' по-прежнему имеет угол 36° с осью Z . Соотношение осей выглядит как $\chi_{33} > \chi_{11} > \chi_{22}$, где $\frac{|\chi_{33}|}{|\chi_{11}|} = 8,65$ и $\frac{|\chi_{22}|}{|\chi_{11}|} = 9,75$. Согласно этим соотношениям ориентация частиц вдоль осей Z' и Y' в 8 — 9 раз выше, чем вдоль оси X' . В этом случае плоскость максимальной ориентации текстуры расположена под углом 54° к горизонтали, в то же время плоскость разрушения образца имеет угол наклона около 60° . Отсюда следует, что разрушение образца произошло именно по плоскости максимальной ориентации текстуры. Можно предположить, что чем выше напряженное состояние образца, тем больше вероятность того, что плоскость разрушения совпадает с основным направлением текстуры.

По результатам экспериментов, полученных на образцах спондиловой глины, можно сделать следующие выводы. В ненарушенном сложении спондиловая глина имеет почти горизонтальную ориентацию частиц. В случае плоскостного сдвига происходит некоторая дезориентация текстуры по всем осям. Ось Z' эллипсоида и плоскость максимальной ориентации текстуры наклонены теперь под углом 35° к горизонтали в направлении сдвига. При сдвиге в условиях всестороннего сжатия происходят следующие изменения в текстуре. При $\sigma_{1,2} = 0,5$ кгс/см² увеличивается угол наклона ориентации текстуры с горизонтальной плоскостью до 36° . Плоскость разрушения проходит под углом 60 — 63° к горизонтали. При $\sigma_{1,2} = 8$ кгс/см² угол наклона оси ориентации текстуры с горизонталью увеличивается до 54° . Разрушение образца происходит в плоскости текстуры с тем же углом наклона $\approx 60^\circ$ к горизонту. При этом ось Z' при всех деформациях сохраняет угол 34 — 36° с осью Z . Это же явление наблюдалось ранее на пастах [59].

КИНЕЛЬСКАЯ ГЛИНА

Текстура естественного сложения. На рис. 42, а изображен эллипсоид, отвечающий текстуре кинельской глины. Этот эллипсоид сходен с рассмотренным ранее эллипсоидом-диск для спондиловой глины. Главное различие между ними в том, что эллипсоид кинельской глины длинными осями Z' и Y' расположен под углом 25° к вертикальной оси. В связи с этим и неравенство имеет

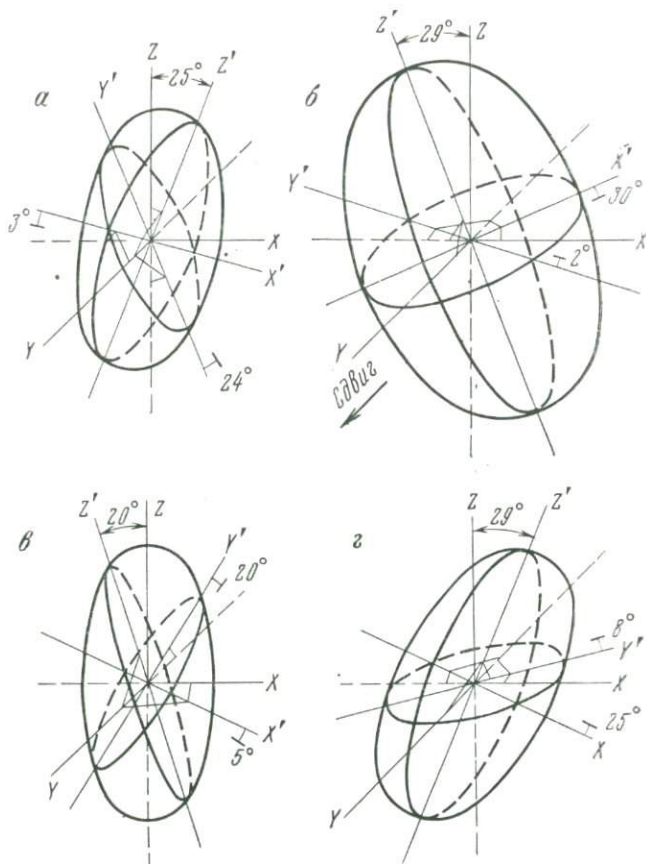


Рис. 42. Тектурные изменения в образцах кинельской глины, образовавшиеся в результате деформации сдвига: а — текстура естественного сложения; б — текстура плоскостного сдвига; в — текстура сдвига в условиях трехосного сжатия ($\sigma = 0,5 \text{ кг/см}^2$); г — то же ($\sigma = 8 \text{ кг/см}^2$);

другой вид — $\chi_{33} > \chi_{11} > \chi_{22}$, где $\frac{|\chi_{33}|}{|\chi_{11}|} = 5,4$; $\frac{|\chi_{22}|}{|\chi_{11}|} = 4,4$. Таким образом, текстура образца кинельской глины сорентирована в плоскости $Y'OZ'$, наклоненной к горизонту под углом 65° , а ориентация частиц в этой плоскости в 4—5 раз больше, чем в направлении оси X' . Текстура с подобной ориентацией может образовываться в глинах, залегающих на значительной глубине от поверхности. Это же явление наблюдалось на пастах при $\sigma = 4 \text{ кг/см}^2$ в условиях консолидации.

Текстура консолидированной пасты. Рассчитанный эллипсоид имеет соотношение осей $\chi_{33} > \chi_{11} > \chi_{22}$, где $\frac{|\chi_{33}|}{|\chi_{11}|} = 10,8$; $\frac{|\chi_{22}|}{|\chi_{11}|} = 11,7$. Значительные величины этих отношений показывают, это эллипсоид сжат по оси X' , а также и то, что текстура образца имеет

ориентацию по осям Z' и Y' , во много раз превышающую ориентацию по оси X' . Размеры осей эллипсоида значительно уменьшились по сравнению с соответствующими осями эллипсоида естественного сложения (см. табл. 17). Соответственно изменились объемные массы скелета (γ) образцов. Таким образом, текстура образца консолидированной пасты имеет наилучшую ориентацию в плоскости $Z'OY'$, которая наклонена к горизонтали под углом 54° .

Текстура плоскостного сдвига. Длинная ось эллипсоида (рис. 42, б) наклонена к горизонтали под углом 61° в направлении сдвига, ось X также наклонена в сторону сдвига под углом 30° . Неравенство имеет вид $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$. Отношения между осями уменьшились: $\frac{|\chi_{33}|}{|\chi_{22}|} = 2,84$; $\frac{|\chi_{11}|}{|\chi_{22}|} = 1,82$, что указывает на ухудшение ориентации частиц вдоль Z' почти в два раза и выравнивание ориентации частиц в направлениях X' и Y' .

Текстура сдвига в условиях трехосного сжатия. При $\sigma_{1,2} = 0,5$ кгс/см² (рис. 42, в) эллипсоид по всем своим показателям повторяет эллипсоид, описывающий текстуру естественного сложения, т. е. текстура образца кинельской глины после сдвига при $\sigma_{1,2} = 0,5$ кгс/см² осталась неизменной. При $\sigma_{1,2} = 8$ кгс/см² (рис. 42, г) эллипсоид мало отличается от рассмотренных ранее случаев. Здесь только несколько уменьшились отношения между осями.

Таким образом, текстура кинельской глины после сдвиговых деформаций остается практически неизменной. Сохранение прежней ориентации частиц в объеме образца после разрушения связано с твердым состоянием кинельской глины. В породах с подобной консистенцией под нагрузкой после упругих деформаций наступает хрупкое разрушение с нарушением сплошности без существенного изменения текстуры.

АНАЛИЗ НЕРАВЕНСТВ КОРНЕЙ КУБИЧЕСКОГО УРАВНЕНИЯ

Вид неравенства корней кубического уравнения может дать полезную информацию относительно структурно-текстурных особенностей образца. Само неравенство вида $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$ получается непосредственно из соотношения разностей главных восприимчивостей, экспериментально снимаемых с кривых $M = \varphi(\Theta)$. При подстановке в уравнение вида

$$M = H^2 \left[\frac{1}{2} (\chi_{22} - \chi_{11}) \sin 2(\Theta) + \chi_{21} \cos 2\Theta \right]$$

любых двух значений $M = \varphi(\Theta)$ непосредственно получают значения разностей между диагональными членами матрицы, а именно: $(\chi_{22} - \chi_{11}) = A$, $(\chi_{33} - \chi_{11}) = B$ и $(\chi_{33} - \chi_{22}) = C$.

В зависимости от алгебраического знака этих разностей можно составить парные неравенства типа $\chi_{22} > \chi_{11}$ или, наоборот, $\chi_{11} > \chi_{22}$. Сопоставляя все три пары, можно записать неравен-

ство в общем виде. Однако в отдельных случаях получены противоречивые данные в парах неравенств, что, по-видимому, связано с экспериментальной ошибкой. В этих случаях неравенство записывалось по фактически полученным значениям корней кубического уравнения. Анализ фактически полученных неравенств для исследованных образцов приводит к следующим результатам.

МОНТОРИЛЛОНИТОВАЯ АСКАН-ГЛИНА

Как уже отмечалось ранее, текстура консолидации в одометре монтмориллонитовой пасты характеризуется эллипсоидом, длинная ось которого наклонена ко всем трем координатным осям. Из 12 имеющихся неравенств в шести из них первую позицию занимают корень χ_{33} и в пяти случаях χ_{11} . Таким образом, уже по виду неравенства можно судить о преимущественной ориентации частиц вдоль новой оси Z' . При этом, конечно, следует помнить о том, что качество ориентированности частиц оценивается по модулю корня, в то время как неравенство учитывает знак корня. В этой связи может быть такой случай, когда корень, занимающий третью позицию в неравенстве, фактически характеризует самую высокую степень ориентированности частиц — модуль корня максимальный.

С другой стороны, третья позиция в 9 случаях из 12 занята корнем χ_{22} . Однако в данном эксперименте корни χ_{11} и χ_{22} равноправны, так как оси X и Y в одометре маркируются произвольным образом. Сопоставляя все эти данные, можно заключить об отсутствии существенной разницы в ориентировке частиц вдоль какого-то направления в пространстве, хотя длина оси Z' , как это было показано выше, в большинстве случаев в 2 раза больше других осей.

В отличие от консолидации при плоскостном сдвиге неравенство имеет вид $\chi_{33} > \chi_{22} > \chi_{11}$. Это, во-первых, подтверждает более однородную, стабильную текстуру плоскостного сдвига по сравнению с текстурой консолидации и, во-вторых, отсутствие существенной ориентированности частиц в направлении, перпендикулярном к направлению сдвига (ось Y). Однако ориентация частиц вдоль новой оси Z' всегда выше, чем вдоль оси Y . Этот факт объясняется существенной сохранностью текстуры предварительной консолидации и возможностью перекоса всего образца в целом в процессе сдвиговой деформации.

Неравенства, соответствующие консолидации в стабилометре, отличаются тем, что корень χ_{33} занимает третью позицию, что свидетельствует об отсутствии ориентированности частиц вдоль оси Z' , и, напротив, в случае сдвига в стабилометре неравенства имеют постоянный вид $\chi_{33} > \chi_{11} > \chi_{22}$, независимо от величины давления в камере, указывая на появление ориентировки частиц вдоль оси Z' . Несмотря на то что внешне эллипсоиды в этих двух случаях выглядят почти одинаково, следует заметить, что при консолидации основное сечение эллипсоида строится на осях $(X' - Y')$, а в случае сдвига $(Z' - Y')$.

Итак, сравнивая вид неравенства при различных видах деформаций, можно установить больший порядок в структуре-текстуре образцов после деформации сдвига по сравнению с текстурой консолидации. Поэтому можно заключить, что деформация сдвига в случае монтмориллонитовой глины создает текстуру более совершенную, чем текстура консолидации, в то время как в случае каолинитовой глины деформация сдвига, напротив, разрушает текстуру консолидации и тем самым ухудшает ее качество.

КАОЛИНИТОВАЯ ПАСТА

Сравнивая текстуру консолидации как в одометре, так и в стабилометре с соответствующими текстурами сдвига, можно установить отчетливую разницу в неравенствах. А именно, при консолидации не отмечается какой-либо закономерности в расстановке корней, где каждый корень может занимать любую позицию. В случае же деформации сдвига вид неравенства постоянен: $\chi_{22} > \chi_{11} > \chi_{33}$. Отсюда следует наличие самой высокой ориентированности частиц в направлении, близком к направлению сдвига, а упорядоченность каолинитовой пасты при всех видах деформирования существенно выше, чем монтмориллонитовой.

Наиболее высокая упорядоченность в структуре-текстуре наблюдалась на пастах гидрослюдистой глины. Это заметно даже по неравенствам, соответствующим текстуре консолидации в одометре. Как при консолидации, так и при плоскостном сдвиге неравенство имеет вид $\chi_{22} > \chi_{33} > \chi_{11}$, что указывает, с одной стороны, на высокую ориентированность частиц в сечении, близком к плоскости XOY , а с другой — на сохранность текстуры консолидации после деформации плоскостного сдвига.

Существенно более низкая упорядоченность частиц зафиксирована при испытаниях в стабилометре. Здесь нет какой-либо закономерности в распределении корней для консолидированной пасты и намечается тенденция для случая сдвига в форме неравенства $\chi_{22} > \chi_{11} > \chi_{33}$, что свидетельствует о преобладании роли текстуры консолидации, а не текстуры сдвига.

При анализе неравенств для грунтов естественного сложения установлена неизменность их вида как при плоскостном сдвиге, так и в условиях трехосного сжатия. Этот факт указывает на сохранность в целом естественной текстуры грунта и на хрупкий характер разрушения образцов в процессе сдвига.

По полученным результатам на образцах глинистых грунтов естественного сложения можно сделать следующее заключение. В образцах глинистых пород, находящихся как в вязко-пластичном, так и в твердом состоянии, при консолидации происходит незначительная перестройка текстуры. Консолидированные образцы паст обладают почти одинаковой текстурой в сравнении с естественной текстурой глин, а именно: ось наилучшей ориентации Z' располагается под углом $26-36^\circ$ к вертикальной оси Z си-

стемы координат, т. е. текстура имеет близкую к вертикальной ориентацию частиц. Поскольку в одометре существует боковой распор, то глинистые частицы располагаются относительно действующих взаимно перпендикулярных сил наиболее выгодным образом. Такое перемещение глинистых частиц возможно только при высоких значениях влажности, т. е. когда глинистые породы находятся в мягко-пластичном или текучем состоянии. Образование аналогичной текстуры наблюдалось ранее на пастах мономинеральных глин. Для большинства образцов под действием сдвиговых деформаций наблюдается изменение ориентации частиц по всем трем осям. Кроме того, при плоскостном сдвиге ориентация эллипсоидов длинной осью близка к направлению сдвига. В образцах с более высокой влажностью и пористостью при сдвиге в условиях трехосного сжатия наблюдаются большие изменения в направлении ориентации текстуры, чем в образцах с меньшей влажностью, которые сводятся к увеличению угла наклона оси наилучшей ориентации текстуры с горизонтальной плоскостью.

§ 3. КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ ТЕКСТУРОЙ И МЕХАНИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

Обсуждение вопроса об учете текстурного фактора в прочностных и деформационных свойствах дисперсных грунтов имеет достаточно длинную историю. В работах П. А. Земятченского, М. М. Филатова, И. В. Попова, В. А. Приклонского, Е. М. Сергеева и др. [66, 73], начиная с 20—40-х гг., настоятельно подчеркивалась необходимость детального изучения текстур грунтов при решении различных инженерно-геологических задач. Однако в инженерной геологии в течение многих лет, так же как в петрографии и литологии, текстура горных пород оценивалась лишь качественно. Совершенно естественно, что в такой ситуации даже при понимании высокой значимости текстурного фактора не представлялось возможным его включение в различного рода инженерно-геологические расчеты, например, расчеты устойчивости склонов и искусственных бортов выработок, расчеты напряженного состояния склонов и основания, расчеты осадок слоистых оснований и т. д. Существенным шагом вперед в исследовании текстур горных пород оказался модифицированный оптический метод, впервые позволивший получать количественные оценки качества текстуры. В этом направлении следует отметить работы, выполненные М. Ф. Викуловой, В. О. Вильямсоном, Д. К. Митчелом, А. Я. Туровской, В. И. Муравьевым, В. С. Шибаковой и др. [14, 79]. В 50—60-е годы был достигнут заметный прогресс в разработке рентгеновских методов изучения текстур глинистых пород (Ц. М. Райтбурд, В. В. Пономарев, Р. Х. Мид [109]). В последние годы широко применяется растровая электронная микроскопия, в том числе с количественной оценкой электронно-микроскопических изображений (Г. Г. Ильинская, Р. А. Бочко). Таким об-

разом, к настоящему времени инженеры-геологи располагают уже несколькими методами изучения текстур, позволяющими получать информацию в количественной форме. Поэтому в самом ближайшем будущем представляется целесообразной разработка комплексной методики исследования текстур основных генетических типов горных пород, которая позволила бы рационально и наиболее объективно изучать текстуру любой горной породы, используя сильные стороны каждого из методов и перекрывая их недостатки логичной серией независимых физических методов. Можно надеяться, что применение такой комплексной методики позволит разработать широкую генетическую классификацию текстур горных пород, которая должна увязать возможные природные текстуры в количественной форме с имеющимися или создающимися расчетными механическими или математическими моделями основных типов горных пород.

Наличие анизотропии физико-механических свойств в осадочных породах, обусловленное слоистой макротекстурой, отмечалось в работах М. И. Койфмана, Б. П. Беликова, Ю. А. Розанова, К. В. Руппенейта, Л. Мюллера, М. Н. Гольдштейна и др. Однако именно глинистые грунты в этой серии работ изучены явно недостаточно. В работах В. М. Фурса и Ж. Е. Рогаткиной, И. С. Башинджагяна, В. В. Лушникова и П. Д. Вулиса [42, 69] исследовалась связь текстуры с некоторыми физико-механическими свойствами глины, однако в этих работах надежная количественная оценка текстуры отсутствовала. В нескольких работах зарубежных специалистов также обсуждался вопрос о связи текстуры с физико-механическими свойствами глинистых пород. Это исследование Я. М. Дункана, Х. Сиды, В. Моргенштерна и Я. Чаленко, А. В. Бишопа, А. Л. Литла, Ю. Херстуса, Л. Бардена и др. [111, 119, 120, 121]. Однако в большинстве этих работ оценка текстуры производилась либо с помощью оптического метода, либо с применением одной из модификаций рентгена, что с нашей точки зрения в масштабном плане не всегда является корректным при увязке текстурных характеристик, полученных на микроуровне, с физико-механическими свойствами, измеренными на макроуровне.

Для того чтобы оценить вклад текстурного фактора в механические свойства горных пород, можно избрать два пути. Во-первых, экспериментальным путем можно попытаться найти эмпирическую связь между какими-то механическим и текстурным показателями. Во-вторых, применяя метод множественной корреляции, можно определить зависимость какого-то механического показателя от всей совокупности факторов-аргументов, в том числе и текстуры, оценив при этом ее удельный вклад. К сожалению, оба эти способа требуют оперирования с большим количеством фактического материала, с большим числом параллельных измерений многих параметров. В данном параграфе предлагается реализация первого способа на нескольких разновидностях глинистых грунтов.

Экспериментальные исследования выполнены совместно с Б. А. Соколовым и А. И. Вайтекунене. Отобранные грунты охватывают широкий диапазон глинистых пород по генезису, составу и свойствам.

Связь текстуры с коэффициентом уплотнения a исследовалась на образцах аллювиального суглинка (Набережные Челны). Зависимость изменения текстурного показателя K_M от коэффициента уплотнения представлена на рис. 43. Из этого графика следует, что при малых значениях a текстурные изменения практически отсутствуют ($a < 0,005$), а в интервале a от 0,005 до 0,01 отрицательные значения K_M могут быть объяснены только ухудшением качества исходной текстуры под действием внешней нагрузки. При дальнейшем увеличении значений a формируется уже новая текстура породы в соответствии с величиной внешних напряжений. Аналогичные результаты получены на образцах юрской глины. Поэтому можно сделать вывод о том, что текстурная перестройка дисперсных грунтов в условиях компрессионных испытаний может быть охарактеризована с помощью ветви разрушения первичной текстуры и ветви формирования вторичной текстуры.

На образцах лёссовых грунтов выполнен большой объем экспериментальных измерений по изучению мезотекстуры в процессе просадки и оценке связи текстуры с просадочностью. Полученные результаты показали, что уплотнение лёссов с последующим замачиванием способствует образованию в них ориентированной мезотекстуры (в исходном состоянии порода имеет обычно беспорядочную текстуру), при этом угол наклона α доминирующей плоскости ориентации частиц уменьшается с ростом нагрузки. При сопоставлении кривых просадочности и изменения текстурного показателя

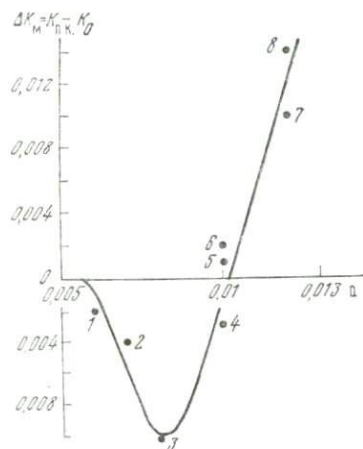


Рис. 43. Взаимосвязь изменений микротекстуры ΔK_M и коэффициента сжимаемости a . Суглинок alN_2^3dm , г. Набережные Челны

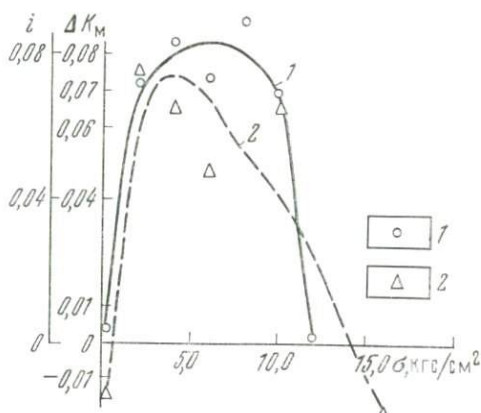


Рис. 44. Зависимость i и ΔK_M от σ . Лёсс, $h = 2$ м.

1 — изменение коэффициента объемной ориентированности частиц (ΔK); 2 — коэффициент относительной просадочности (i)

K_M от нагрузки уплотнения в ряде случаев оказалось, что они изменяются практически по одному и тому же закону (рис. 44). Кроме того, установлено, что с изменением глубины залегания лёссовых пород синхронно изменяются как просадочные свойства, так и текстурные показатели, которые при этом связаны друг с другом линейной зависимостью.

Связь анизотропии прочности с коэффициентом объемной ориентированности частиц для образцов юрской глины в первом приближении может быть описана линейной зависимостью. В результате выполненных экспериментов на образцах юрской и ленточной глин Б. А. Соколовым [60] установлена весьма интересная зависимость анизотропии прочности от влажности (рис. 45). Из графика видно, что с уменьшением влажности значения прочности τ_{\perp} и τ_{\parallel} возрастают.

Выполненный корреляционно-регрессионный анализ показал, что между прочностью и влажностью существует обратная зависимость и что показатели τ_{\perp} , τ_{\parallel} , W имеют тесную связь ($r = -0,91$). Таким образом, текстура грунта, проявляясь через анизотропию прочности, вносит различный количественный вклад в зависимости от влажности грунта. Коэффициент анизотропии прочности ($K = \frac{\tau_{\perp}}{\tau_{\parallel}}$) и влажность (W) имеют тесную обратную зависимость ($K = 1,98 - 0,01 W$; $r = -0,81$). Зависимость между показателями K и W может быть оценена эмпирическим уравнением: $K = \frac{2,16}{1 + 0,01 W}$.

При влажности около нижнего предела пластичности грунт по прочности является изотропным, а по мере удаления воды из грунта анизотропия прочности возрастает вплоть до значений $K > 2$ при влажности, стремящейся к нулю.

На образцах аллювиальной супеси (г. Москва), так же как на образцах юрской и ленточной глин, установлена аналогичная степенная зависимость прочности от влажности, однако для этого грунта характерно отсутствие анизотропии прочности как следствие наличия беспорядочной текстуры.

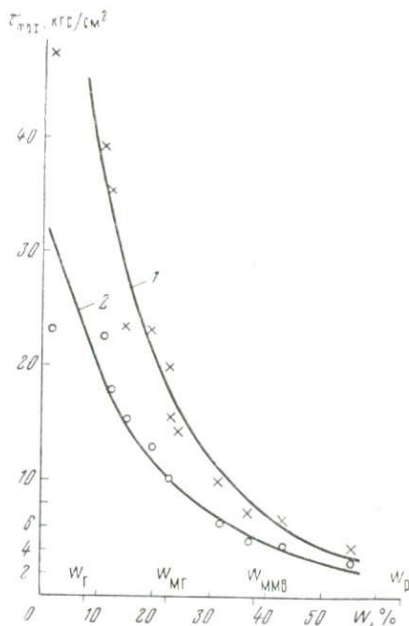


Рис. 45. Юрская глина. Зависимость прочности (τ_{max}) от влажности (W): 1 — перпендикулярно к слоистости; 2 — параллельно слоистости

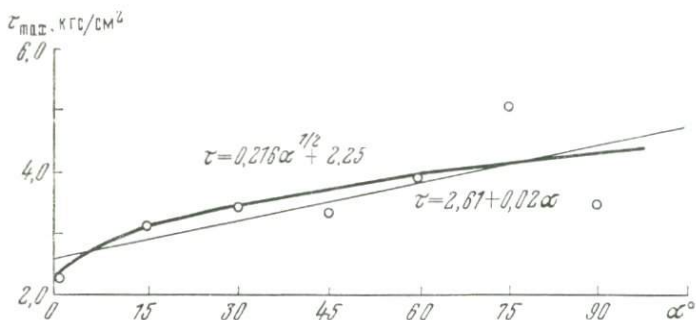


Рис. 46. Юрская глина, $W=54\%$. Зависимость прочности (τ_{\max}) от угла слоистости (α)

Кроме коэффициента объемной ориентированности частиц K_M , любая текстура должна быть охарактеризована другим текстурным показателем α , который является углом наклона оси или плоскости преимущественной ориентации частиц к горизонту. На образцах юрской и ленточной глин, обладающих видимой слоистостью, при влажности, близкой к $W_{\text{ест}}$ и W_r , исследовались зависимость прочности от угла между слоистостью и направлением действия сдвигающего усилия. Все измерения микропрочности выполнялись на приборе МП-2С, на котором осуществлялся двухплоскостной срез образцов с шагом в 15° в интервале от 0 до 90° . На рис. 46 показана зависимость прочности от угла слоистости α . Показатели τ и α имеют тесную зависимость с коэффициентом корреляции 0,73. Функциональная зависимость между показателями может быть выражена степенной функцией вида $Y = AX^k + b$, где $1 > k > 0$. С уменьшением влажности связь между прочностью и углом слоистости становится более тесной ($r = 0,91$).

Образцы неогеновых морских глин чокракского горизонта (Н. Афон) подразделялись на 4 группы, различающиеся по величине бытовой нагрузки и показателю уплотненности K_d . Прочностные и деформационные свойства глин определялись на приборе плоскостного среза ВСВ-25 с постоянной скоростью деформации 5 мм/мин в условиях консолидированно-недренированного сдвига. Результаты испытаний обрабатывались в виде зависимости напряжение — деформация. По пиковым значениям сдвигающих усилий рассчитывались параметры S и φ , кроме того, определялась величина линейной деформации δ , при которой достигалось пиковое значение прочности. Для установления тесноты связи угла слоистости с прочностными и деформационными свойствами глин рассчитывались парные коэффициенты корреляции $r_{\alpha\delta}$, $r_{\alpha S}$, $r_{\alpha\varphi}$. Результаты исследований представлены на рис. 47, 48.

Из полученных данных следует, что величина деформаций, при которой достигается пиковое значение прочности, имеет тесную

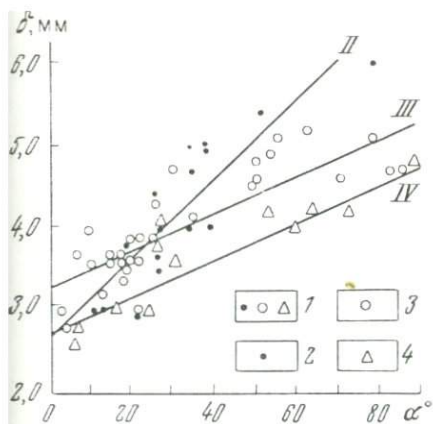


Рис. 47. Зависимость линейной деформации (δ) от угла скольжения (α):
1 — I группа; 2 — II группа; 3 — III группа; 4 — IV группа

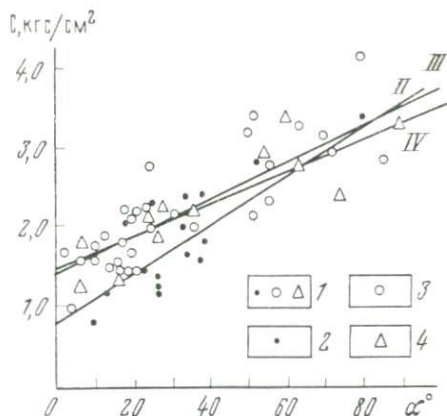


Рис. 48. Зависимость сцепления (C) от угла скольжения (α):
1 — I группа; 2 — II группа; 3 — III группа; 4 — IV группа

прямую связь с углом скольжения (для I гр. $r_{\alpha\delta} = 0,76$). На величину деформации также оказывает влияние бытовое давление и коэффициент уплотненности K_d . Во II, III, IV группах, выделенных по этим признакам, связь между δ и α улучшается и может быть отнесена к весьма тесной. Коэффициенты корреляции во всех случаях являются значимыми с вероятностью 0,999. Величина сцепления, определенная в условиях недреннированного сдвига, также обладает тесной прямой связью с углом скольжения ($r_{C\alpha} = 0,81$). Однако при малых значениях бытового давления для нормально уплотненных глин существует только слабая связь между сцеплением и углом скольжения (для II гр. $r_{C\alpha} = 0,69$). При повышении коэффициента уплотненности теснота связи возрастает (для III гр. $r_{C\alpha} = 0,80$, для IV гр. $r_{C\alpha} = 0,84$). Вследствие большого разброса значений углов ϕ объем исследуемой выборки оказался недостаточным и поэтому вычисленные коэффициенты корреляции являются незначимыми.

ГЛАВА VII

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ СУСПЕНЗИЙ, ПАСТ И ОСАДКОВ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ

§ 1. ВЛИЯНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ВЯЗКОСТЬ И ПРЕДЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ СДВИГУ ГЛИНИСТЫХ СУСПЕНЗИЙ И ПАСТ

Реологические свойства грунтов изучались многими исследователями как в области физико-химии и механики, так и в грунтоведении. Обзоры развития реологических теорий и эксперимен-

тальных данных приводятся в трудах П. А. Ребиндера, Н. В. Михайлова, М. П. Воларовича, Г. Р. Кройта, Г. Барра и др. [5, 37, 44, 68].

Реологические свойства, как известно, характеризуют связь во времени между напряжением и деформацией в случае упругого тела и между напряжением и скоростью деформации в случае пластичного тела. В простейших случаях эти величины связаны линейно друг с другом (закон Гука и Ньютона соответственно), но в реальных грунтовых системах линейность зависимости нарушается.

По определению реологических свойств глинистых суспензий и паст к настоящему времени также накопилось большое число работ. Сюда можно отнести исследования И. М. Горьковой, Н. Я. Денисова, Ф. Д. Овчаренко, К. Ф. Жигач, Л. А. Абдурагимовой, Н. Н. Серб-Сербиной и др. [23, 47], которые применили реологическую теорию к глинам и провели большое число экспериментов в этой области. Исследователями было изучено влияние на структурно-механические свойства глинистых паст таких факторов, как влажность, состав обменных катионов, количество электролита, роль различных примесей (органики), влияние уплотнения и т. д. Как отмечают ряд исследователей, механические свойства глинистых суспензий и паст могут быть описаны двумя независимыми характеристиками η (эффективная вязкость) и Θ (предельное напряжение сдвига). По мнению М. П. Воларовича [19], для глин как маловязких систем большую ценность представляет Θ , чем η . Это подтверждается и нашими экспериментальными данными, которые излагаются ниже. В реальных коллоидных системах выделяются четыре вида вязкостных характеристик:

1) максимально возможная вязкость, характеризующая систему в практически неразрушенном состоянии (η_0); 2) вязкость предельно минимальная, характеризующая систему в предельно разрушенном состоянии (η_m); 3) наибольшая пластичная вязкость (шведовская)

$$\eta_1^1 = \frac{P - P_{K_1}}{dv/dt_{P \rightarrow P_{K_1}}};$$

4) наименьшая пластическая вязкость (бингамовская)

$$\eta_1^2 = \frac{P - P_{K_2}}{dv/dt_{P \rightarrow P_{K_2}}}.$$

Первые два вида вязкости являются условно постоянными (ньютоновскими), не зависящими от нагрузки. Третья и четвертая разновидности вязкости, наоборот, зависят от нагрузки и часто носят название «эффективных», поскольку они характеризуют систему в состоянии ее разрушения — восстановления в процессе деформирования.

Несмотря на определенные успехи в реологии коллоидных систем, в настоящее время изучение их еще не завершено, поскольку значительная часть факторов, влияющих на вязкость, осталась вне поля зрения исследователей. А. Эйнштейн предложил уравнение [37] для вычисления вязкости предельно разбавленных коллоидных систем:

$$\eta_s = \eta_0 (1 + k(\varphi)),$$

где η_s и η_0 — коэффициенты вязкости дисперсной системы и дисперсионной среды; φ — часть объема, занимаемого частицами; k — константа, равная $5/2$ для сферических частиц. Однако это уравнение непригодно для высококонцентрированных систем, так как оно не учитывает степень дисперсности, анизотропию формы, которая важна при работе с глинистыми суспензиями, наличие электрического заряда и магнитного момента у частиц.

В области теоретических разработок по реологии концентрированных суспензий имеется ряд гидродинамических решений и чисто эмпирических зависимостей, но результаты, полученные разными исследователями, часто противоречивы. Поэтому еще не отпала необходимость эксперимента в большом интервале концентраций и скоростей сдвига.

Электровязкостный эффект (влияние электрического заряда частиц на вязкость) в некоторых случаях хорошо описывается уравнением Смолуховского [37], который ввел в уравнение Эйнштейна эмпирические параметры (удельную электропроводность, диэлектрическую постоянную, электрокинетический потенциал). Видимо, аналогичное уравнение можно вывести для ферромагнитных коллоидных растворов, которое будет учитывать роль магнитного междипольного взаимодействия и ориентационного эффекта в общей вязкости системы в зависимости от напряженности внешнего магнитного поля.

Из уравнения Эйнштейна, которое им было выведено на основе гидродинамической теории, следует, как показал Дж. Овербек [37, 44], что вязкость жидкости, содержащей длинные или плоские частицы, зависит от их ориентации в потоке. Качество ориентации частиц есть функция многих факторов: скорости деформации, теплового движения, какого-либо силового (например, магнитного) поля и ряда других причин. Отсюда следует, что наложение магнитного поля должно изменять вязкость глинистых суспензий в паст, если, конечно, частицы реагируют на поле.

Из экспериментальных работ, посвященных изучению реологии ферромагнитных суспензий в магнитном поле, можно отметить исследования Е. Н. Харвея [102], установившего повышение вязкости суспензий железа и окиси железа с ростом напряженности поля. В. Н. Цветков и Г. М. Михайлов [83] в сильных магнитных полях (несколько тысяч эрстед) установили увеличение вязкости чистых анизотропных жидкостей в определенном интервале скоростей течения. М. П. Воларович и Д. М. Толстой, изучая молекулярные растворы ферромагнитных солей в сильных магнитных

полях (до 30 кЭ), не обнаружили изменения их вязкости. В связи с наличием магнитных эффектов, преобладающим из которых является ориентационный, были поставлены опыты по определению η и Θ как функции напряженности магнитного поля [56—59].

В качестве объекта исследования были взяты три мономинеральные глины. Свежеприготовленные порции суспензий даже 1%-ной весовой концентрации часто не годятся для вискозиметрии капиллярным методом, поскольку частицы выпадают в осадок и засоряют капилляр. Поэтому большая часть измерений выполнена на суспензиях 1%-ной и 5%-ной начальных концентраций, приготовленных с $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$. Через 21 сутки от начала осаждения с глубины 7 см (что соответствует по Стоксу размеру частиц $<0,22\mu$) отбиралось 25 мл пробы, из которой 10 мл помещалось в вискозиметр типа Оствальда.

Измерения вязкости проводились по двум схемам: 1) в лабораторных условиях измерялась вязкость неосевшей части суспензии в зависимости от типа и напряженности внешнего магнитного поля, в котором проходило осаждение ($H_e=0,5\text{Э}$, $H_0=0$, $H=10\text{Э}$, $dH/dz=0,2\text{ Э/см}$); 2) измерялась вязкость на какой-либо одной пробе, взятой из определенного поля при циклическом намагничивании — размагничивании в следующем порядке: $H_0 \rightarrow H_{0,5} \rightarrow H_5 \rightarrow H_{10}$ и наоборот. По полученным данным построены кривые зависимости вязкости суспензий от внешнего магнитного поля.

Как видно из табл. 18, вязкость проб 1%-ных (в начале осаждения) суспензий монтмориллонитовой глины, приготовленных путем растирания навески с $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$, практически во всех случаях одинакова. При 5%-ной начальной концентрации вязкость увеличивается в полях 10Э и 1500Э, что может привести в некоторых случаях к увеличению содержания частиц $<0,22\mu$. На каолинитовых и гидрослюдистых суспензиях можно отметить тенденцию к увеличению вязкости в полях 10Э и 1500Э и но разницы в вязкости за счет поля меньше, чем у монтмориллонитовой.

При циклическом намагничивании одной и той же пробы использовались суспензии 5%-ной начальной концентрации. Фактическая весовая концентрация в пробах, отобранных с глубины 7 см, через 21 сутки соответственно составляла: монтмориллонитовая глина — 3,5%; каолинитовая — 1,5% и гидрослюдистая — 0,9%. На рис. 49 видно, что вязкость суспензий монтмориллонитовой и гидрослюдистой глин увеличивается на несколько десятков процентов (30% в случае гидрослюдистой) и не достигает насыщения при 7 циклах. У каолинитовой глины увеличение вязкости даже в сильном поле 1500Э не достигает 1%.

Анализ полученных данных позволяет утверждать, что повышение вязкости связано с циклической намагниченностью суспензии. Л. Е. Шолпо показал, что остаточная намагниченность горных пород при увеличении времени намагничивания может возрастать в сотни раз.

По данным автора, интенсивное увеличение вязкости в цикле $H_0 \rightarrow H_{0,5} \rightarrow H_5 \rightarrow H_{10}$ наблюдалось у монтмориллонитовой и гидро-

слюдистой глины только на пробах, отобранных из суспензий, осажденных в нулевом поле. В пробах из других полей вязкость менялась таким же образом, но гораздо в меньшем интервале, увеличиваясь, как правило, не более чем на несколько процентов. В случае каолинитовой суспензии интенсивного повышения вязкости не наблюдалось даже на пробе из H_0 .

Поведение 1%-ных (исходных) суспензий каолина, насыщенных Na , уже почти не зависит от поля, в котором они находились до измерения вязкости, что, видимо, связано только с большой разбавленностью системы. Здесь от цикла к циклу абсолютные значения η увеличиваются, но насыщение наступает уже через 4—5 циклов, а разница в вязкости достигает 25%. При этом резкое увеличение вязкости происходило только при переходе от нулевого поля к геомагнитному, а доведение напряженности поля до 10 Э приводило лишь к незначительному приросту η .

Полученные данные об изменении вязкости свидетельствуют о типичных ферромагнитных свойствах глинистых суспензий. Поскольку чистые глинистые минералы являются парамагнитными, то наличие ферромагнитных свойств у глинистой суспензии связано с тонкодисперсными частицами ферромагнетиков, входящих в глинистый агрегат. Эти включения обуславливают поведение глинистого агрегата как единого целого во внешнем магнитном поле.

Данные химического анализа показывают (см. табл. 5), что монтмориллонитовая и гидрослюдистая глины содержат более 6% Fe_2O_3 , причем в обоих случаях этот окисел приурочен в основном к глинистой фракции. Так как дисперсность каолинитовой глины значительно более низкая, чем других образцов, а водно-коллоидные свойства каолинита обуславливают небольшие абсолютные значения вязкости, то суспензия каолинитовой глины в меньшей степени реагирует на внешнее магнитное поле.

Вместе с тем поведение ферромагнитного компонента в магнитном поле зависит от глинистого окружения, поскольку все водно-коллоидные свойства суспензий определяются глинистым минералом. Кривые циклического намагничивания фиксируют

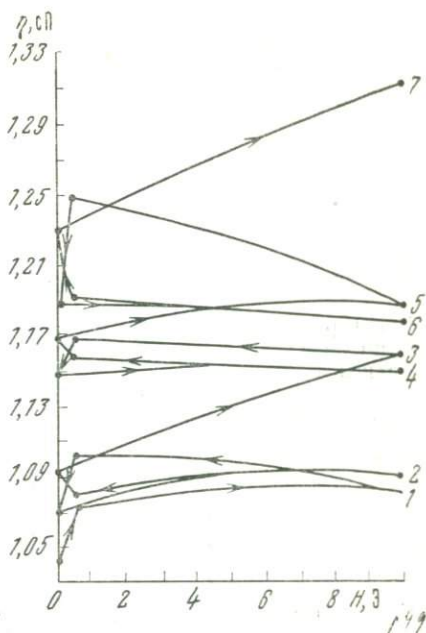


Рис. 49. Изменение вязкости суспензии гидрослюдистой глины при циклическом намагничивании. Проба из H_0 .

Цифры при кривых — номера циклов

Время вытекания суспензии через капилляр в зависимости от направления и напряженности магнитного поля

Глины	Исходная концентрация суспензии	t/d*					t°, C
		H _z =0	H _z =0,5Э	H _z =10Э	dH/dz=0,2Э/см	dH/dz=50Э/см	
Монтморилло-нитовая (аскангель)	1% с Na ₂ P ₂ O ₇ **	207,0	206,7	205,9	—	20,0	20,8
	0,36—0,44	50,64	44,87	49,21	—	—	
	5% с Na ₂ P ₂ O ₇	354	342,6	380,7	345,2	364,3	22,0
	3,24—3,48	79,60	81,42	81,49	76,15	77,01	
	1% МА***	—	158,3	161,1	—	—	22,0
5% МА	—	273,0	275,9	—	—	25,4	
Каолинитовая	5% с Na ₂ P ₂ O ₇	164,4	147,9	153,2	145,3	—	21,6
	1,12—1,44	23,49	28,20	29,58	22,71	—	
	1% МА	—	846,0	854,6	—	861,4	21,5
	5% МА	—	104,3	105,2	—	—	25,3
Гидрослюдистая	5% с Na ₂ P ₂ O ₇	136,0	136,5	136,4	134,2	—	26,2
	0,88—0,96	18,42	19,70	17,70	16,46	—	
	1% МА	—	56,0	58,4	—	—	22,4

* t — время вытекания суспензии в зависимости от напряженности магнитного поля.
d — содержание частиц <0,22μ (%).

** Предварительная подготовка суспензии, осуществленная с Na₂P₂O₇.

*** МА — микроагрегатная подготовка суспензии.

увеличение вязкости в нулевом поле почти в каждом последующем цикле вследствие роста остаточной намагниченности в предыдущем. В гидрослюдистой суспензии на фоне общего роста вязкости отмечается скачкообразное снижение ее в смежных циклах, сменяющееся еще более резким скачком в сторону увеличения. Сущность этого процесса, вероятно, связана со сложным поведением намагниченности ферромагнетика во времени, с релаксацией магнитной структуры его зерен или пленок при переходе от одной напряженности поля к другой, а также с релаксацией самих глинистых агрегатов, перестраивающихся при изменении напряженности поля. Кроме того, необходимо также учитывать, что

в любом коллоидном растворе при течении через капилляр происходят два противоположных процесса: разрушение структуры и ее восстановление. В эксперименте фактически регистрируется усредненное (эффективное) значение вязкости, обусловленное развитием этих двух процессов, на ход которых во времени влияет внешнее магнитное поле.

В пробах, отобранных в полях больших, чем H_e , наблюдалось уменьшение вязкости, связанное со снижением индуктивной составляющей суспензии вплоть до той величины напряженности поля, при которой суспензия осаждалась. Для порции суспензии, отобранной из поля 1500Э, характерно увеличение вязкости только в условиях нулевого поля при постоянном значении ее в других полях. Здесь существенно только наличие или отсутствие поля, независимо от его напряженности, т. е. роль остаточной составляющей на фоне индуктивной намагниченности повышена.

Таким образом, из приведенных данных видно, что вязкость глинистых суспензий очень слабо зависит от напряженности поля, но при циклическом намагничивании суспензии она увеличивается на несколько десятков процентов и не достигает насыщения при шести циклах, если перед измерением суспензия длительное время находилась в нулевом поле.

Измерения вязкости глинистых паст, как известно, приходится проводить при непрерывном ее снижении, вследствие разрушения структуры и выделения тепла с увеличением числа повторных измерений при постоянной нагрузке. Чтобы избежать наложения этого фактора при учете влияния внешнего магнитного поля, измерения проводились на вискозиметре конструкции М. П. Воларовича (РВ-8) поочередно, при выключенном поле и включенном поле. Таким путем получены пары кривых в H_0 и H_e , в H_e и H_{10} .

Выбранная методика позволила оценить влияние именно магнитного поля, так как колебания температуры, влажности, плотности и других свойств образца автоматически таким способом сводились к нулю. Но одновременно обнаружилось и недостатки этой методики, поскольку она позволяла учитывать только мгновенное действие поля одного типа, но при этом не учитывалось его влияние на последующие измерения в другом поле. К недостаткам методики следует отнести влияние магнитного поля на сам вискозиметр, частично состоящий из ферромагнитных деталей. В связи с этим проводилась тарировка вискозиметра на соответствующее поле при тех же скоростях вращения внутреннего цилиндра, при которых испытывались пасты. Эта поправка учитывалась в конечном результате в условиях поля 10Э, а в поле H_e ею оказалось возможным пренебречь.

Опыты проводились на монтмориллонитовой и каолиновой глинах при комнатной температуре, в широком интервале концентраций. На каждой конкретной концентрации пасты снималась полная реологическая кривая во всех типах магнитных полей и определялась зависимость предельного сопротивления сдвигу (Θ) от поля H при различном времени упрочнения структуры.

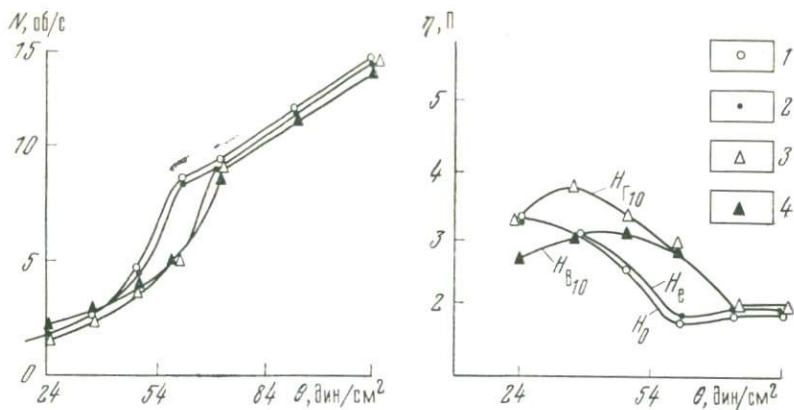


Рис. 50. Полные реологические кривые и кривые зависимости вязкости от напряженности поля, полученные на 10%-ных пастах монтмориллонитовой глины:

1 — нулевое поле H_0 ; 2 — геомагнитное поле H_e ; 3 — горизонтальное поле $H=10Э$; 4 — вертикальное поле $H=10Э$

На рис. 50 приведены полные реологические кривые и кривые зависимости вязкости от напряжения сдвига 10%-ной пасты монтмориллонитовой глины в магнитных полях H_0 , H_e , H_{e10} , H_{e100} . Проанализировав эти графики, можно сделать вывод, что влияние внешнего магнитного поля наблюдается только в определенном интервале течения, соответствующем области эффективной вязкости по М. П. Воляровичу, Ф. Н. Шведову и Е. С. Бингаму [19]. В этом интервале скоростей зафиксировано увеличение вязкости, обусловленное ростом напряженности магнитного поля (при одинаковой скорости течения). Опыты в поле 10Э проводились при горизонтальном и вертикальном направлении вектора H [50]. Оказалось, что в вертикальном поле вязкость пасты меньше, чем в горизонтальном, и даже меньше, чем в полях H_0 и H_e . Объясняется это явление двухфакторным действием поля и, как уже указывалось, действие внешнего поля, во-первых, сводится к ориентационному эффекту, который почти всегда снижает вязкость суспензии и только в том случае, когда направление ориентации частиц перпендикулярно к потоку, увеличивает ее. Во-вторых, поле повышает намагниченность частиц и тем самым усиливает диполь-дипольное взаимодействие, причем вязкая намагниченность растет еще и во времени.

В связи с изложенным понятно, почему действие поля, складывающееся из этих двух процессов, может привести как к снижению вязкости, так и к ее увеличению в зависимости от того, в одном направлении или в разных действуют эти эффекты. Поэтому, ориентируя частицы в вертикальной плоскости (параллельно образующей вращающегося цилиндра), поле 10Э существенно снижает вязкость, а эффект диполь-дипольного взаимодействия

находится в подчиненном состоянии. В горизонтальном поле, напротив, эффект ориентации и повышенное диполь-дипольное взаимодействие «работают» в одном направлении — в сторону увеличения вязкости. Наличие двух эффектов в поле 10Э доказывается формой кривых $\eta = \varphi(H, P)$, имеющих максимум при напряжении 40 дин/см^2 . Естественно, что при малых скоростях течения ориентационное действие внешнего поля будет более эффективным, чем при больших. Тогда оно уже не справляется с частицами, изменяющими свое положение в пространстве в ходе деформирования. Дипольное воздействие при этом остается величиной постоянной, так как оно зависит только от статистически среднего расстояния между частицами. При достижении скоростью течения некоторой предельной величины (в конкретном случае $dv/dt = 1 \text{ об/с}$) все кривые сходятся в одной точке и разница за счет поля исчезает. Таким образом, этот результат свидетельствует о том, что магнитные эффекты можно наблюдать при относительно малых скоростях течения, на что указывал В. Н. Цветков, работавший с p -азоксианизолом [83]. Можно предполагать, что в природных деформациях глин типа ползучести и консолидации, развивающихся очень медленно, структурно-текстурный фактор (частично обусловленный и геомагнитным полем) будет иметь гораздо большее значение, чем в только что рассмотренном эксперименте.

Итак, в области эффективной вязкости процесс воздействия внешнего поля может быть разделен на три фазы: 1) при самых малых начальных скоростях (область Шведова) действуют оба эффекта, но преобладает ориентационный, снижающий вязкость эффект; 2) при средних скоростях течения (область Бингама) ориентационный эффект постепенно исчезает и остается только диполь-дипольное взаимодействие между частицами, повышающее вязкость; 3) при больших скоростях течения (область Ньютона) исчезают оба эффекта и действие любого по напряженности поля сводится к нулю.

Измерения вязкости в 20%- и 30%-ных пастах монтмориллоновой глины показали очень устойчивую тенденцию повышения вязкости в поле H_0 по сравнению с полем H_e . По абсолютной величине эта разница составляет 15—30% и стабильно наблюдается во всех опытах. Эти данные опять свидетельствуют о ведущей роли ориентационного фактора, создаваемого полем H_e , который в данном случае снижает вязкость, в то время как поле H_0 , способствуя сохранению предельного беспорядка в пасте, обуславливает относительно высокую вязкость. Изменение вязкости за счет действия поля 10Э установить не удалось, так как измерения проводились уже за пределами области эффективной вязкости при высоких градиентах скорости. Поэтому измерения вязкости в 20%-ных пастах монтмориллоновой глины и на еще более концентрированных системах в магнитном отношении не имеют смысла, так как абсолютные значения вязкости здесь слишком велики. В связи с этим снятие полной реологической кривой невозможно, так как система из состояния практически неразру-

шенной переходит в состояние полностью разрушенной. Поэтому интервал вязкости, в котором можно было бы наблюдать магнитные эффекты, как это сделано на 10%-ной суспензии, практически недоступен для исследования.

Автор предлагает перейти к измерению величины предельного сопротивления сдвигу в зависимости от напряженности поля и времени релаксационного (тиксотропного) упрочнения структуры пасты. В процессе измерений вязкости концентрированных суспензий монтмориллонитовой глины было замечено, что при переходе от больших нагрузок к меньшим структурное упрочнение системы протекает быстрее в поле 10Э, чем в поле 0,5Э. Момент упрочнения структуры в поле 10Э наступал всегда при несколько больших нагрузках, чем в поле 0,5Э. Чтобы детально изучить этот процесс, в каждом поле выполнены серии повторных экспериментов. Суть опытов заключалась в том, что паста выдерживалась в вискозиметре в конкретном поле различные промежутки времени, и в измерении Θ как функции времени и поля. Из результатов измерений Θ на 20%-ной пасте монтмориллонитовой глины следует, что тиксотропное упрочнение развивается со значительно большей скоростью в поле 10Э, чем в 0,5Э (кривая в поле H_0 близка к таковой в поле H_e), где Θ есть или величина постоянная или увеличивающаяся очень незначительно во времени. Аналогичные данные получены и на 30%-ной пасте. Представленные результаты имеют недостаток: по ним нельзя сравнивать абсолютные значения Θ на разных кривых, так как опыты проводились в одном вискозиметре, с одной и той же порцией пасты. Поэтому в структурообразовании имеется временной сдвиг, который приводит к разному исходному состоянию пасты и, естественно, разному начальному Θ . В связи с этим на представленных графиках можно сопоставить только особенности изменения Θ в пределах одной кривой, т. е. судить, с большей или меньшей скоростью происходит упрочнение пасты в конкретном поле, не обращая внимания на разницу в абсолютном значении Θ на разных кривых.

Различия в вязкости в 10%-ной каолиновой суспензии зарегистрированы только на начальной стадии измерения, когда исходная структура еще не разрушена полностью. В дальнейшем с увеличением количества повторных измерений абсолютные значения вязкости непрерывно падают и параллельно с этим разница, обусловленная действием поля, стремится к нулю. Поэтому можно подчеркнуть тенденцию увеличения вязкости с ростом напряженности поля. Снижение концентрации каолиновой суспензии в 2 раза привело к более интенсивному развитию ориентационного эффекта по сравнению с таковым при 100%-ной концентрации.

Измерения в 100%-ной пасте в поле 10Э оказались совершенно противоположными по сравнению с измерениями в монтмориллонитовой глине. Величина Θ здесь резко уменьшается в течение первых 10 ч, а затем приближается к горизонтальной асим-

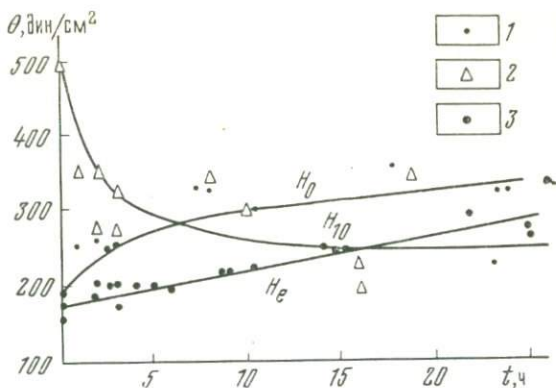


Рис. 51. Кривые тиксотропного упрочнения 100%-ной суспензии каолиновой глины в зависимости от напряженности магнитного поля:
 1 — $H_0=0$; 2 — $H_{10}=10$ Э; 3 — $H_{0.5}=0,5$ Э

плоте (рис. 51). Измерения Θ в H_0 и H_c показали, что в этих случаях Θ является или величиной постоянной, или увеличивается с незначительной скоростью во времени. Резкое снижение прочности здесь можно объяснить следующим. Во-первых, сильный ориентационный эффект, характерный для каолиновой глины, снижает сопротивление сдвигу в горизонтальной плоскости. Во-вторых, потому, что каолиновая глина является более грубодисперсной, чем монтмориллонитовая, интенсивность диполь-дипольного взаимодействия здесь имеет гораздо меньшее значение, и процесс упрочнения полностью подавлен снижающим прочность ориентационным эффектом. Поэтому если в 10%-ной монтмориллонитовой суспензии на кривых $\eta = \varphi(H, P)$ зафиксированы два магнитных эффекта, то на каолиновых регистрируется только один — ориентационный. И, в-третьих, поскольку тиксотропное упрочнение определяется главным образом интенсивностью теплового движения частиц, то внешнее магнитное поле, выводя часть частиц из этого движения, способствует снижению тиксотропного явления.

Величина статического предельного сопротивления сдвигу в осадках монтмориллонитовой и каолиновой глин определялась дополнительно по методу тангенциального смещения пластинки (С. Я. Вейлер, П. А. Ребиндер). Опыты проводились на 5%-ных исходных суспензиях микроагрегатного состава. Сущность эксперимента сводилась к определению Θ в осадках, которые сформировались в полях H_c и H_{10} . В опытах измерялась величина предельной деформации при выдергивании пластинки из осадка объемом около 100 см³ с постоянной скоростью 6 мм/мин. Затем эта деформация пересчитывалась на величину предельного сопротивления сдвигу (мг/мм²). Так же как и при определении Θ на ротационном вискозиметре, осадки выдерживались в поле за-

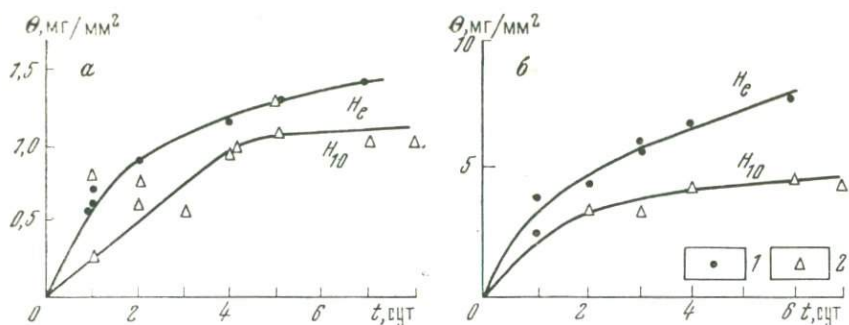


Рис. 52. Зависимость статического предельного напряжения сдвига от магнитного поля:

а — осадок монтмориллоновой глины; б — осадок каолиновой глины; 1 — $H_c = 0,5$ Э; 2 — $H_{10} = 10$ Э

данные промежутки времени (1—8 сут). После чего проводился сдвиг. По полученным результатам построены кривые зависимости Θ от напряженности поля и времени структурообразования. На рис. 52 приведены экспериментальные данные. Прочность осадков, сформировавшихся в поле H_{10} , по абсолютной величине меньше, чем в поле H_c , причем разница в случае монтмориллоновой глины достигает почти 50%, а в случае каолиновой — 40%. Таким образом, эти результаты подтверждают преобладающую роль ориентационного эффекта, снижающего интенсивность процесса структурообразования глинистых суспензий и осадков в магнитном поле.

Полученные данные по определению Θ на осадках имеют преимущество по сравнению с данными по определению Θ на ротационном вискозиметре, что было подтверждено сопоставлением их абсолютных значений, так как их величины являются только функцией H при равенстве всех прочих факторов. К сожалению, метод слишком трудоемок, требует больших затрат времени для выполнения эксперимента.

Итак, воздействие магнитного поля на реологические свойства глинистых суспензий и паст сводится к следующему. Внешнее магнитное поле, наложенное на глинистую суспензию, воздействует на ее реологические свойства посредством двух эффектов: ориентационного и повышенного диполь-дипольного взаимодействия между частицами. Первый из них в большинстве случаев снижает η и Θ , а действие второго — обратное. Влияние магнитного поля на реологические свойства глинистых суспензий, паст и осадков существенно только при малых скоростях деформирования, соответствующих деформации ползучести. При малых скоростях течения (деформации) более существен эффект ориентационный, максимальное развитие которого наблюдалось при измерениях статического предельного напряжения сдвига (Θ). Повышенное диполь-дипольное взаимодействие, обусловленное

полем, в меньшей мере зависит от скорости деформации, но оно также ослабевает с увеличением скорости. При достижении некоторой скорости течения внешнее поле не оказывает заметного влияния на свойства суспензии с ростом скорости (предельная ньютоновская вязкость).

Внешнее магнитное поле, приложенное перпендикулярно к направлению течения, увеличивает вязкость слабоконцентрированных суспензий. Интенсивность этого эффекта возрастает при циклическом намагничивании. Статическое магнитное поле не оказывает существенного влияния на вязкость слабоконцентрированных суспензий.

Ориентационный эффект более интенсивно проявляется на суспензии каолининовой глины, чем монтмориллонитовой, что связано, во-первых, с большим содержанием в ней свободной формы ферромагнетика, а во-вторых, с большей степенью кристалличности частиц каолинита. Максимальное влияние поля на вязкость суспензии наблюдается при оптимальной концентрации, определяемой дисперсностью и минеральным составом глинистого минерала. При этом малые концентрации суспензии благоприятны для развития ориентационного эффекта, а большие, наоборот, для повышения магнитного междипольного взаимодействия.

§ 2. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЯЗКОСТИ ГЛИНИСТЫХ СУСПЕНЗИЙ И ПАСТ МАГНИТНЫМ СПОСОБОМ

Изучение реологических свойств коллоидных и в том числе грунтовых систем является насущной задачей многих отраслей современной науки. В последнее время в литературе появились по этому вопросу обзорные статьи и монографии, подводящие итоги развития реологии дисперсных систем.

В данном параграфе рассматривается магнитный способ определения вязкости грунтовых систем пластичной и текучей консистенции, содержащих ферромагнитные частицы или частицы пара- или диамагнитного состава, но с существенной анизотропией их формы. Сущность метода заключается в определении сопротивления сдвигу или вязкости пластичной среды при вращении в ней отдельной частицы с определенным магнитным моментом и объемом под действием внешнего магнитного поля. В наших экспериментах при изучении магнитной анизотропии глинистых паст (гл. VI) было замечено, что величина амплитуды синусоиды в ходе самих измерений существенно снижается, если образец находится в пластичном или текучем состоянии (рис. 53). Показательно, что измерения на том же самом образце после сушки его в термостате (105°) не обнаруживают такой тенденции. Другим экспериментальным фактом, доказывающим наличие вращения глинистых частиц во внешнем магнитном поле, может служить следующий опыт. На пасте глуховецкого каолина беспорядочной структуры последовательно снимались кривые вращательных моментов, причем каждая из последующих кривых снималась в по-

ле большей напряженности, чем предыдущая. В ходе измерений установлено, что начальная амплитуда смещения светового блика в каждом последующем измерении снижалась, хотя увеличивалась напряженность поля. Этот факт подтверждает приближение оси анизотропии образца к направлению магнитного поля. Затем образец был повернут в держателе вокруг оси Y так, что горизонтальная ось X заняла вертикальное положение Z . Амплитуда механического момента возросла сразу же в десятки раз. После того как образец был повернут на 90° , новое термодинамическое положение сказалось для него невыгодным, что и было зафиксировано скачкообразным увеличением магнитной анизотропии образца. Эти два факта могут быть объяснены только вращением глинистых частиц базальными гранями (001) в магнитном поле.

Вышерассмотренные результаты позволили предложить способ определения вязкости грунтов пластично-текучей консистенции [57, 58], сущность которого заключается в определении сопротивления сдвигу или вязкости пластичной среды при вращении в ней отдельной глинистой частицы с определенным магнитным моментом и объемом под действием внешнего магнитного поля.

Для простоты рассмотрим схему-модель (рис. 54), состоящую

из коллектива ферромагнитных частиц с моментом

$$\mu = V \cdot I_s,$$

где μ — магнитный момент; V — объем частицы, I_s — спонтанная намагниченность, помещенная в слабомагнитную (пара- или диамагнитную) среду, характеризу-

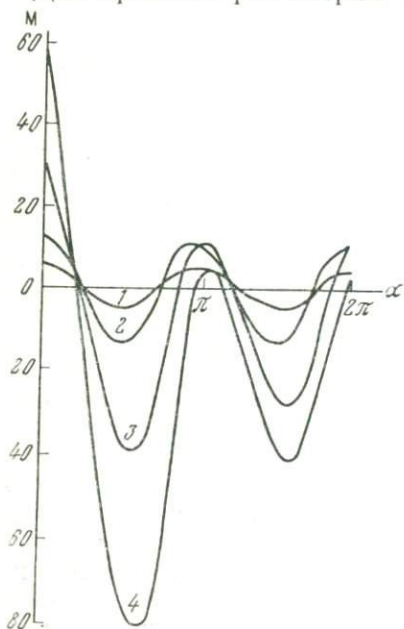


Рис. 53. Кривые зависимости механического момента вращения (M) от напряженности поля для глуховецкого каолина. $W=42\%$.
1 — 540 Э, 2 — 1070 Э, 3 — 2140 Э, 4 — 7300 Э

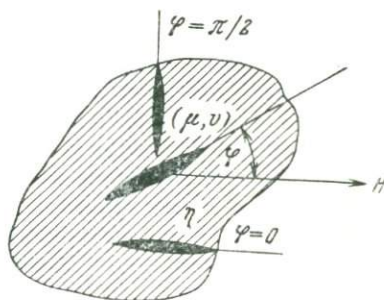


Рис. 54. Вращение магнитного диполя μ под действием магнитного поля H в вязкой среде η

емую коэффициентом вязкости η). Влиянием магнитного поля на свойства среды в первом приближении можно пренебречь. Эта система помещается во внешнее магнитное поле H , которое поворачивает каждую ферромагнитную частицу до тех пор, пока ее магнитный момент не будет параллелен направлению внешнего магнитного поля. Движение коллектива таких частиц можно описать универсальным уравнением гармонического осциллятора

$$I \frac{d^2\varphi}{dt^2} + \eta V \frac{d\varphi}{dt} + \omega_0 \varphi = F(t) = -\mu H \sin \varphi.$$

Так как внешнее поле постоянно, то собственная частота осциллятора $\omega_0 = 0$, и, считая, что под действием магнитного поля частица должна преодолеть собственный момент инерции, а также вязкое сопротивление среды (что нас интересует в первую очередь), уравнение движения такой частицы можно записать в следующем виде:

$$I \frac{d^2\varphi}{dt^2} + \eta V \frac{d\varphi}{dt} = -\mu H \sin \varphi,$$

где η — коэффициент вязкости среды, φ — угол между направлением магнитного поля H и магнитным моментом частицы (μ), I — момент инерции частицы, t — время. Пренебрегая инерционным первым членом можно записать:

$$\eta = -\frac{\mu H \sin \varphi}{V d\varphi/dt}$$

или

$$\eta = -\frac{I_s H \sin \varphi}{d\varphi/dt}. \quad (б)$$

По уравнению (б) можно подсчитать вязкость пластичного или текучего грунта.

Эксперименты по определению вязкости глинистых паст и суспензий выполнялись на магнитном анизометре, который состоит из электромагнита, установленного на платформе, на которой он может вращаться вокруг вертикальной оси; кварцевой нити с зеркальцем, жестко укрепленной на винте и держателе с образцом. Сущность измерений заключается в следующем. Любой образец, обладающий магнитной анизотропией, подвешенный на тонкой кварцевой нити в магнитном поле, будет приобретать механический момент вращения и закручиваться на тот или иной угол так, чтобы ось анизотропии располагалась как можно ближе к направлению внешнего магнитного поля. Если образец представляет собой жесткое, твердое тело и его отдельные компоненты не перемещаются под действием магнитного поля, в которое он помещен, то этот угол φ_0 остается постоянным во времени. Если внутри образца происходят структурные изменения, переориентировка частиц под влиянием поля, то, естественно, механический момент вращения будет меняться и в соответствии с

этим будет изменяться положение светового блика во времени. Таким образом, экспериментальные измерения вязкости на магнитном анизометре сводятся к снятию кривой зависимости отсчета на шкале анизометра при включенном постоянном поле H от времени t .

Выбор нити. Чувствительность (точность) магнитного анизометра полностью определяется упругими свойствами нити, ее упругой константой. Поэтому выбор нити по диаметру определяется также свойствами образца. Практикой измерений установлено, что чем больше разбавлена глинистая суспензия, тем тоньше должна быть измерительная нить. Из опыта измерений на образцах глин можно рекомендовать диаметр кварцевых нитей от 20 до 200 мк при длине около 120 мм. Независимость величины η от свойств нити можно показать аналитически. Угол поворота образца запишем в виде

$$\varphi(t, C) = \varphi_0(C) + \varphi_1(t, C),$$

где $\varphi_0(C)$ член, зависящий от упругих свойств нити и не зависящий от времени (угол φ_0 — начальный угол закручивания нити при $t=0$), а член $\varphi_1(t, C)$ зависит как от свойств нити, так и времени (t). Продифференцировав это выражение, получим

$$d\varphi = \frac{\partial\varphi}{\partial t} dt + \left(\frac{\partial\varphi}{\partial c} + \frac{\partial\varphi}{\partial c} \right) dc.$$

Разделим обе части уравнения на dt и, поскольку $dc/dt=0$, то получим $d\varphi/dt = \partial\varphi/\partial t$. Из последнего выражения следует, что полная угловая скорость закручивания образца зависит только от времени и не зависит от упругих свойств нити.

Напряженность поля. Напряженность поля, в котором производят измерения, может изменяться в достаточно широких пределах в зависимости от абсолютного значения вязкости образца. Естественно, что чем выше вязкость, тем большее по напряженности поле нужно приложить, чтобы произвести вращение диполя в вязкой среде. При работе на глинистых суспензиях и пастах, как правило, напряженность поля не превышала 10^4 Э. При выборе напряженности поля следует помнить о том, что большое по напряженности поле может перемагнитить ферромагнитные частицы, не изменяя их положения в пространстве. Такой факт зафиксирован на примере глуховецкого каолина, когда, начиная с напряженности поля ~ 4000 Э, угловая скорость вращения частиц существенно снижается и начинает стремиться к нулю вследствие перемагничивания частиц по направлению приложенного поля. Отсюда следует количественный критерий выбора напряженности поля, при которой следует производить измерения: расчетным значением в формуле (б) должна быть такая напряженность поля, которая обеспечивает максимальную угловую скорость вращения частиц. Кроме того, при выборе напряженности поля следует также помнить о том, что вязкость даже парамагнитной си-

стемы может изменяться, если напряженность поля составляет величину 10^4 Э и выше.

Порядок измерений. Если исследуемый образец находится в пластичном состоянии, то из него вырезают образец шарообразной формы, укрепляют его в кольцедержатель и включают магнитное поле. Одновременно включается секундомер. Через определенные промежутки времени по шкале снимаются отсчеты, соответствующие закручиванию нити на определенный угол φ , который рассчитывается по формуле

$$\varphi = \frac{\Delta l}{S \operatorname{tg} 2^\circ},$$

где Δl — изменение отсчета по шкале, мм, S — расстояние от шкалы до зеркала. Зная угол φ , определяют угловую скорость вращения частиц $d\varphi/dt$. Если образец находится в текучем состоянии, то вместо кольца используется стеклянная колбочка или чашечка.

Все параметры, входящие в расчетное уравнение, определяются экспериментально. Для расчета необходимо знать спонтанную намагниченность ферромагнетика (I_s), определяемую по табличным данным. Практически, как показали результаты измерений, для глинистых суспензий можно принять $I_s = 100$ Гс/см³, что соответствует гематиту — ферромагнитному минералу, наиболее часто встречающемуся в глинистых породах. Величина угловой скорости вращения частиц ($d\varphi/dt$) также определяется экспериментально. При этом делается следующее упрощение. В реальном образце каждая ферромагнитная частица может быть расположена под любым углом к направлению H . Рассмотрим предельный случай, когда частица своей базальной гранью (001) расположена перпендикулярно к направлению поля ($\varphi = \frac{\pi}{2}$). Такие частицы, как уже указывалось, находятся в самом невыгодном положении относительно поля, и именно они будут определять изменение угла φ во времени. В этом случае расчетное уравнение (б) должно быть переписано в виде

$$\eta = \frac{I_s H \sin\left(\frac{\pi}{2} - \varphi\right)}{d\varphi/dt}.$$

Однако измерения показали, что угол φ обычно не превышает 10° и поэтому нет смысла вводить его в расчет. В связи с этим все данные η рассчитаны при $\sin \frac{\pi}{2} = 1$. Естественно, что за время t все другие частицы, располагающиеся под углами $\varphi \leq \frac{\pi}{2}$ (с остальными одинаковыми параметрами), также повернутся по направлению поля. Такое допущение приводит к несколько завышенному значению η , но подобного рода неточность в будущем может быть преодолена путем вероятностной оценки распределения углов и распределения частиц по размеру.

Модель магнитных диполей, вращающихся в магнитном поле (см. рис 54), является упрощенной, так как любая коллоидная система состоит из большого числа таких диполей. Именно поэтому для количественного описания выравнивания магнитных диполей в магнитном поле выбрано известное уравнение гармонического осциллятора. В ходе экспериментов было замечено, что в одних случаях абсолютная величина отсчета на шкале анизометра увеличивается (более вязкие образцы), в других — уменьшается и стремится к нулю (маловязкие образцы). Для объяснения этого факта рассмотрим рис. 55. Проекция \vec{OA} оси анизотропии \vec{OM} на горизонтальную плоскость при включении поля H устанавливается под некоторым начальным углом γ_0 к H , который связан с углом φ_0 некоторой зависимостью через консистенцию (чем больше $W\%$, тем меньше φ_0 и γ_0 , и наоборот). В жидких системах угол γ_0 уменьшается во времени и в конце концов стремится к нулю. Физически это можно объяснить тем, что весь коллектив частиц, сорентированных относительно оси \vec{OM} и описываемых в горизонтальной плоскости вектором \vec{OA} , стремится в положение \vec{OA}_1 — по полю как жестко связанный с этой осью анизотропии (поворачивается сам вектор \vec{OA} в направлении \vec{OH}). Такой механизм ориентации легко реализуется в сравнительно жидких, маловязких системах. В образцах с относительно низкой влажностью данный механизм невозможен из-за большой величины η . Поэтому в этом случае при включенном H во времени некоторая часть частиц, сорентированных вдоль \vec{OA} , переориентируется вдоль \vec{OH} , что приводит к увеличению общей анизотропии образца, и поэтому угол γ_0 растет, а отсчет по шкале анизометра увеличивается.

Предлагаемый метод определения вязкости апробирован в лабораторных условиях на пастах глуховецкого и просяновского каолинов, морских осадках Каспийского моря, искусственно измельченном мусковите, пластилине. Некоторые из полученных результатов приведены в табл. 19. Можно видеть, что вязкость, определенная на магнитном анизометре, на 1—2 порядка выше, чем на ротационном вискозиметре. Это вполне объясняется соответствующей разницей в скоростях деформирования (течения). Значения вязкости, определенные на ротационном вискозиметре и магнитном анизометре, достаточно

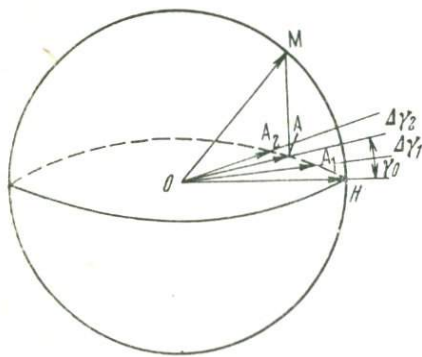


Рис. 55. Два механизма ориентации частиц в магнитном поле

Вязкость глинистых паст, определенная на ротационном вискозиметре и магнитном аннзиметре

Образец	$\eta \cdot 10^4$, П (ротационный вискозиметр)	Угловая скорость $d\varphi/dt$, градус/с	$\eta \cdot 10^6$, П (магнитный аннзиметр)	Угловая скорость $d\varphi/dt \cdot 10^{-2}$, градус/с	Влажность (W), %
Глуховецкий каолин	10				
	15,3	3,6	2,5	4,3	40,64
	7,65	7,2	2,81	3,8	40,89
	3,65	14,6	2,81	3,8	40,72
	7,58	7,4	2,04	5,2	40,35
	4,00	12,9	3,21	5,3	40,27
	21,8	4,32	8,33	0,48	40,00
	12,4	7,6	2,84	1,9	40,60
	8,18	11,5	0,89	11,9	40,30
	10,8	9,0	5,54	1,9	45,21
	7,51	12,9	7,5	1,4	45,21
	11,2	8,5	1,82	5,5	44,85
	Мусковит	1,97	21,6	2,82	3,8
2,05		21,7	2,36	4,5	33,67
1,21		36,0	0,59	18	33,67
1,05		45,0	0,738	13,8	33,67
4,93		97,0	0,66	16,2	33,67
1,24		45,0	0,725	14,7	33,67
Осадки Каспий- ского моря		0,12	14,4	2,19	9
	1,24	3,6	2,18	9	208
	0,53	36,0	13,6	1,5	48,4
	0,107	28,8	3,60	6	154
	0,069	25,2	4,48	5	177

хорошо ложатся на одну прямую в координатах ($\lg \eta$, $\lg d\varphi/dt$) (рис. 56). Таким образом, рис. 56 подтверждает, во-первых, известную зависимость вязкости коллоидных систем от скорости их течения и, во-вторых, независимость величины η от метода его определения.

На рис. 57 приводится зависимость вязкости от влажности, определенная магнитным методом на образцах просьяновского каолина. Почти по 60 значениям вязкости рассчитана эмпирическая формула этой зависимости в виде степенной функции $\eta = 0,94 \cdot 10^{10}/W^2$. График в логарифмических координатах

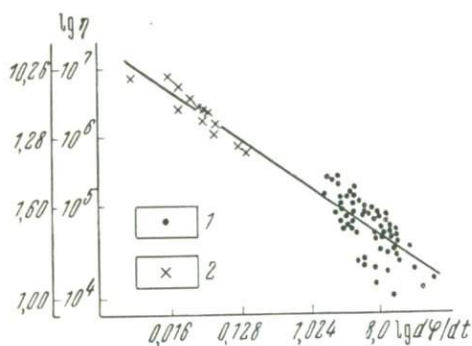


Рис. 56. Сравнительные результаты двух методов определения вязкости глуховецкого каолина. $W=43,50\%$:

1 — ротационный вискозиметр; 2 — магнитный анизометр

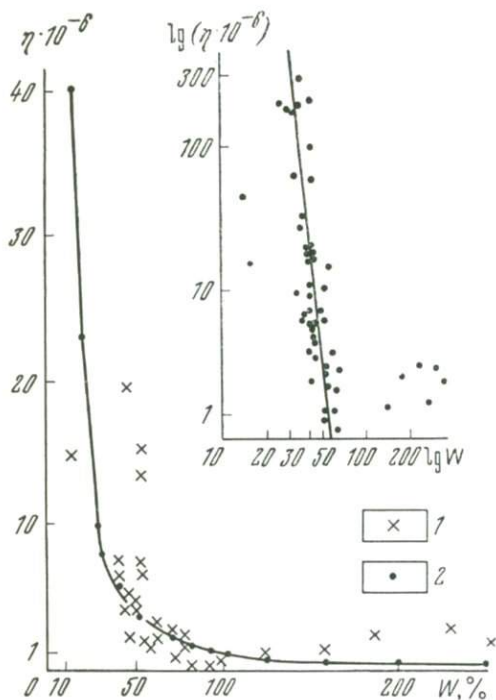


Рис. 57. Зависимость вязкости просяновского каолина от влажности:

1 — экспериментальные точки; 2 — расчетные точки

($\lg \eta$, $\lg W$) подтверждает соответствие имеющегося поля точек степенной зависимости. Кроме того, эта кривая определяет границы применимости данного метода. Из рис. 57 видно, что в интервале влажности от 40 до 120% экспериментальные точки в основном довольно близко располагаются относительно расчетной кривой, полученной по эмпирической формуле. Безусловно, что для грунтов другого состава этот диапазон влажности может несколько изменяться, но в принципе уже из имеющихся данных следует, что магнитный метод может быть применен в более широком диапазоне влажности, чем интервал пластичности (пределы пластичности у просяновского каолина 32 и 62% соответственно).

В последнее время на вышерассмотренном принципе предложен прибор — лабораторный магнитный вискозиметр-крыльчатка, который позволяет работать на любых пластичных и текучих объектах. В предлагаемом приборе (рис. 58) измерительным элементом является пластинка, которая может быть съемной и изготавливаться из материалов с различными магнитными свойствами. Пластинка погружается в измеряемый объект и затем вся система помещается в однородное магнитное поле. В момент включения внешнего поля H ферромагнитная пластинка поворачивается в исследуемой среде на некоторый

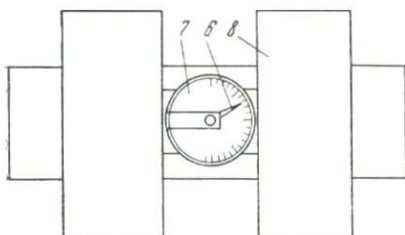


Рис. 58. Схема магнитного вискозиметра-крыльчатки:

1 — стакан; 2 — образец; 3 — шкала; 4 — стержень; 5 — вращающаяся пластинка; 6 — стрелка; 7 — лимб; 8 — электромагнит; 9 — головка поворотного устройства

угол. В начальной позиции пластинка устанавливается перпендикулярно к силовым линиям с тем, чтобы магнитный момент пластинки имел максимальную величину. Одновременно с включением поля H включается секундомер и измеряется время поворота пластинки на некоторый угол φ . По этим данным рассчитывается угловая скорость $d\varphi/dt$. Коэффициент вязкости рассчитывается по формуле (б). Прибор апробирован на образцах глицерина, дистиллированной воды, нескольких образцах глинистых паст. Получены вполне удовлетворительные результаты.

Итак, предлагаемый магнитный способ определения вязкости грунтов, содержащих ферромагнетик или анизотропные по форме глинистые частицы, может быть применен на дисперсных грунтах пластичной или текучей консистенции.

Магнитный метод определения вязкости обладает следующими преимуществами: а) определение вязкости производится при малых скоростях деформации (течения); б) напряженное состояние, под влиянием которого происходит течение образца, задается в объемном, трехмерном пространстве; в) в процессе деформации под действием поля участвует относительно небольшое количество частиц при пассивном сопротивлении остальных частиц; г) позволяет определять вязкость на образцах ненарушенной структуры.

МАГНИТНАЯ ОБРАБОТКА ПУЛЬПЫ ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ

§ 1. УДАЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ПЛЕНКИ С ПОВЕРХНОСТИ ПЕСЧАНЫХ ЗЕРЕН И ГЛИНИСТЫХ ЧАСТИЦ

Хорошо известно, что чистые кварцевые пески в природе встречаются относительно редко. Обычно поверхность кварцевых и полевошпатовых частиц покрыта пленками глинистого, карбонатного, железистого или органического состава. Чаще всего на кварцевых частицах встречаются глинистые пленки каолинитового, гидрослюдистого или смешанного состава, а в железистых пленках содержание окислов железа изменяется в пределах 8—22%, достигая в отдельных случаях 65%. Железоглинистая пленка является цементирующим материалом, затрудняющим разработку песчаных пород. Кроме того, окислы железа в песках являются вредной примесью в стекольной, металлургической и строительной промышленности, и особенно при изготовлении изделий в переменном тепловлажностном режиме. В этой связи методы и технология очистки песков от железа имеют большое практическое значение.

В экспериментах, проводимых совместно с Ю. Н. Водяницким [18], исследовалась возможность применения внешнего магнитного поля с целью интенсификации очистки песков от ферромагнитных примесей. Опыты выполнены на кварцевом песке ($\text{SiO}_2 > 97\%$) Люберецкого месторождения, характеристика гранулометрического состава, а также железоглинистой пленки приведена в табл. 20.

Таблица 20

**Гранулометрический состав кварцевого песка и пленки
Люберецкого месторождения, %**

Образец	Плотность, г/см ³	Гигроскопическая влажность, %	500—320 мк	320—200 мк	200—100 мк	50—10 мк	10—5 мк	5—1 мк	<1 мк
Песок	2,66	0,4	20	40	40	—	—	—	—
Пленка	2,95	4,0	—	—	—	45	15	15	25

Химический состав железоглинистой пленки (в %) следующий: SiO_2 30; Al_2O_3 26; Fe_2O_3 29; CaO 5; п. п. п. 10. Из результатов термоманнитного анализа следует, что магнитная восприимчивость песка при комнатной температуре зависит от напряженности магнитного поля, а после нагревания железоглинистого вещества при $t=700^\circ\text{C}$ магнитная восприимчивость уменьшается с $15,5 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-6}$ CGSM в результате окисления ферромагнитного компонента. Изменение намагниченности железоглинистой

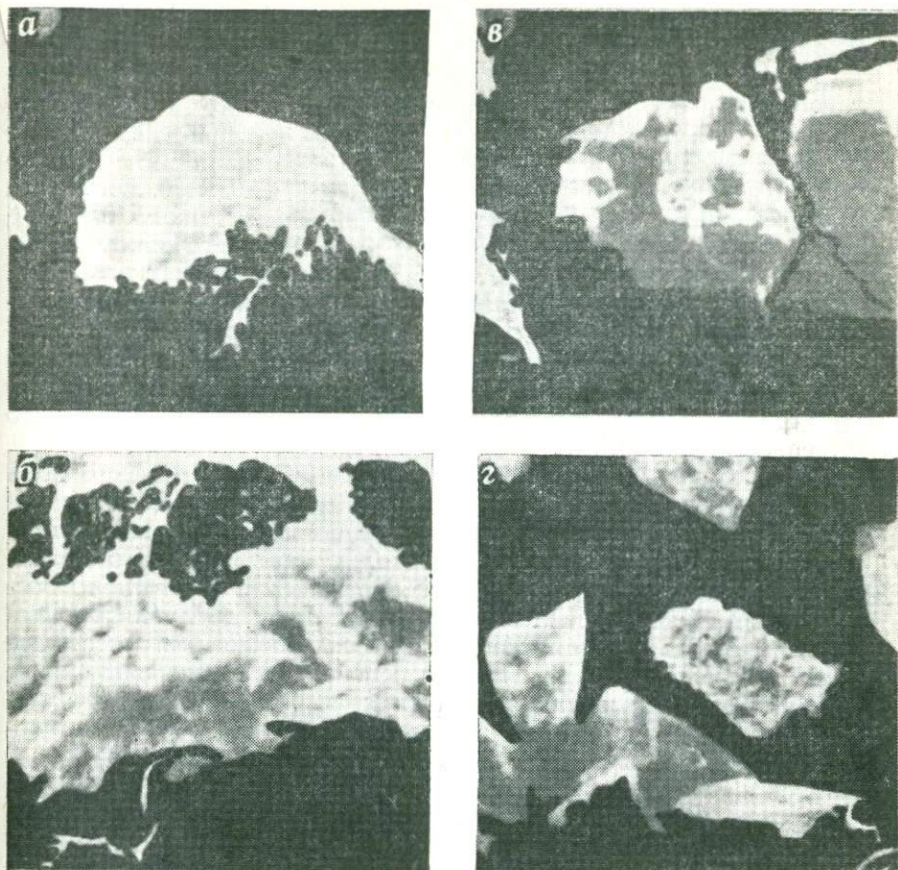


Рис. 59. Люберецкий песок:

а, б — естественный ($\times 200$ и $\times 800$); в — промытый ($\times 200$); г — раздробленный агрегат ($\times 200$)

пленки определялось в процессе нагревания и остывания в поле 7500Э. На кривой нагревания отмечается перегиб в диапазоне температур 240—270°С, который вызван фазовым переходом сильномагнитного минерала (возможно титаномагнетита), поскольку после остывания магнитная восприимчивость уменьшилась по сравнению с исходной почти в 2 раза.

Структура песка железоглинистой пленки и ее толщина исследовались с помощью сканирующего электронного микроскопа, в котором изучались зерна естественного, отмытого и измельченного песка, а также снятая пленка (рис. 59). На поверхности естественных частиц песка при увеличении в 200 раз отчетливо заметна слоистая текстура пленки, покрывающей песчаное зерно. При увеличении в 800 раз и больше заметно, что поверхность песчано-глинистого агрегата повсеместно корродирована (рис. 59, а, б). Микрорельеф частиц, отмытых водой, достаточно гладкий, а

их форма более острогранная (рис. 59, в). Толщина пленки на раздробленных песчаных частицах размером 0,1 мм составляет 1—1,5 мк. На рис. 59 хорошо различим ожелезненный агрегат кварца, состоящий из частиц размером около 50 мк. По внешнему виду агрегат заметно отличается от соседних цельных зерен. Подсчет содержания количества агрегатов дает величину 9—10% по массе. Агрегаты, приуроченные к фракции 0,2—0,5 мм, построены из ожелезненных частиц со средним размером около 0,05 мм. Именно эти ожелезненные агрегаты являются источником повышенного содержания Fe_2O_3 в песке. Из элементарных подсчетов следует, что в одном агрегате $d=0,35$ мм содержится 200—250 частиц диаметром 0,05 мм, суммарная удельная поверхность которых примерно в 4—5 раз больше поверхности цельной частицы такого же размера. Отсюда следует, что при наличии в песке 10% агрегатов в них заключаются 30—35% окислов железа, что подтверждается опытами.

Как уже указывалось, путем компенсации геомагнитного поля или воздействием переменного поля возможно достигнуть дополнительной дезинтеграции глинистых агрегатов, разрушая имеющиеся в них магнитные связи. Поскольку магнитная восприимчивость железоглинистой пленки сопоставима с величиной восприимчивости рассмотренных выше глин, была предпринята попытка применить магнитный способ воздействия на песчаные грунты с целью повышения их дисперсности. Производственные испытания по разрушению железистых агрегатов магнитным методом выполнены в Люберецком карьере на плавучей землесосной установке типа 100-35. Водопесчаная пульпа обрабатывалась в течение 2 с переменным (50 Гц) магнитным полем напряженностью 200 Э. Результаты очистки песка фиксировались путем отбора проб в штабеле (табл. 21).

Параллельно с изменением степени ожелезненности песка происходят некоторые изменения в гранулометрическом составе намывтого песка. Содержание частиц размером 0,5—0,32 мм уменьшилось в начальной и центральной частях штабеля, а содержание частиц во фракции 0,32—0,2 мм увеличилось повсеместно. Изменение гранулометрического состава вызвано изменением соотно-

Таблица 21

Результаты магнитной обработки песка по обезжелезнению

Участки отбора проб в штабеле	Содержание Fe_2O_3 , %	
	без магнитного воздействия	после магнитного воздействия
Начальный	0,51	0,35
Средний	0,45	0,40
Периферийный	0,61	0,92

шения в размере агрегатов: частично или полностью разрушенные агрегаты из фракции 0,5—0,32 мм перешли во фракцию 0,32—0,2 мм, в связи с чем в периферийной части штабеля наблюдалось увеличение общего содержания Fe_2O_3 . Возрастание содержания частиц во фракции 0,32—0,2 мм вызвано тем, что при принятом режиме воздействия магнитного поля происходит лишь частичное разрушение агрегатов. Полный или почти полный их распад (до 0,1 мм) приводит к тому, что частицы удаляются из штабеля вместе с водой. Как показали дополнительные лабораторные эксперименты, для более полной дезинтеграции агрегатов требуется увеличить напряженность магнитного поля до 500Э, а время его воздействия до 4 с. Тем не менее в рассмотренном варианте магнитное воздействие на пульпу является наиболее простым и эффективным способом удаления из штабеля относительно слабopочных ожелезненных агрегатов с целью достижения однородного (беспримесного) минерального состава песков.

§ 2. МАГНИТНАЯ ОБРАБОТКА ПУЛЬПЫ С ЦЕЛЬЮ ПОВЫШЕНИЯ ПРОЧНОСТИ НАМЫВНЫХ ГРУНТОВ

Производственные испытания по магнитной обработке пульпы проводились Ю. Н. Водяницким в районе г. Москвы и Белгорода путем намыва грунта на опытной и контрольных картах [18]. В районе г. Москвы на контрольную карту пульпа поступала без предварительной обработки, а на опытную карту — после намагничивания. Карты представляли собой прямоугольные участки для намыва грунта размером 12×25 м. В процессе намыва весовая концентрация пульпы изменялась от 2 до 12%, а расход пульпы колебался от 7 до 16 л/с. Намагничивание пульпы осуществлялось с помощью соленоида, который создавал магнитное поле напряженностью 300—400Э. На гидроотвале в районе г. Белгорода эксперимент выполнен на трех картах: на одну из них пульпа подавалась после намагничивания, на другую — после размагничивания и на третью — без магнитной обработки.

Весовая концентрация пульпы изменялась от 15 до 35%, а расход от 30 до 70 л/с. Для размагничивания пульпы использовался соленоид с неравномерной обмоткой конструкции автора [18].

В районе г. Москвы способом гидромеханизации намывались озерно-аллювиальные суглинки и песчаные глины с естественной влажностью 32—35%.

В глинистой фракции аллювиальной глины с помощью электронной микроскопии и рентгена установлено преобладание гидрослюда при наличии каолинита и монтмориллонита.

Как показывают данные химического анализа, содержание окислов железа в исследуемых грунтах 8,83%, а по данным термомангнитного анализа они представлены в основном гематитом. Через 7 сут после окончания намыва на обеих картах отбирались пробы для определения плотности, влажности, гранулометрического состава и одновременно выполнялись статические пене-

трационные испытания в 15—20 точках намытой карты. При анализе пенетрационных данных $R=f(\omega)$ в каждой точке учитывались различия в гранулометрическом составе намытого грунта. Удельное сопротивление пенетрации грунта после его намагничивания оказалось более высоким, чем в контрольной пробе. Максимальное приращение составило 150% при влажности 90%. С уменьшением влажности величина эффекта также снизилась (при влажности 55% величина приращения 50%). Контрольными измерениями установлено, что величина остаточной намагниченности после магнитной обработки увеличилась в 3 раза.

Вскрышные породы карьера «Полигон» в районе г. Белгорода представлены четвертичными делювиальными и аллювиальными суглинками и песками с естественной влажностью 15—20%, объемной массой скелета 1,50—1,75 г/см³, пористостью 35—42%. Однако после намыва искусственный грунт оказался более тяжелым по составу и может быть отнесен к категории «глина средняя». Как и в районе г. Москвы, ферромагнитный компонент представлен в основном гематитом (6,92%), а глинистая фракция — гидроследой.

Через трое суток после намыва были отобраны пробы для определения влажности и плотности, одновременно произведены пенетрационные испытания в 9 точках на каждой из карт. В пределах исследуемых точек различия в плотности оказались весьма незначительными (в пределах ошибки измерения). Влажность грунта после магнитной обработки в переменном поле оказалась более низкой, чем у контрольного грунта на 8—10%. По данным пенетрационных испытаний, прочность размагниченого грунта оказалась почти в 2 раза выше, чем у контрольного, а у намагниченного грунта она повысилась примерно на 30%. Массив грунта, при намыве которого применялся метод размагничивания, оказался менее трещиноватым, чем контрольный. Массив грунта, сформировавшийся после обработки в постоянном поле, обладал большей трещиноватостью, чем контрольный.

Эти результаты согласуются с вышеуказанными лабораторными данными. Коэффициент трещинной пустотности массива грунта, прошедшего магнитную обработку в переменном поле, в 1,5 раза ниже, чем у контрольного грунта.

Таким образом, по результатам пенетрационных испытаний и визуальных наблюдений за трещиноватостью массива можно сделать вывод об относительно изотропном строении массива грунта после размагничивания пульпы по сравнению с контрольным массивом. В целом по массиву грунта, обработанного постоянным полем, получены следующие данные. Прочность грунта, измеренная в отдельных точках, выше, чем у контрольного, однако массив в целом обладает более высокой степенью трещиноватости, что приводит к более низкой прочности массива по сравнению с контрольным. В связи с этим для повышения прочности намытого грунта можно рекомендовать метод размагничивания пульпы, а не ее намагничивания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые в инженерной геологии, геофизике и литологии получены систематизированные данные о магнитных свойствах глинистых пород, которые позволили решить ряд принципиально важных, актуальных в теоретическом отношении вопросов, касающихся природы структурных связей в глинах, природы прочности и деформируемости глинистых пород, процессов формирования структуры и текстуры глин. Кроме того, с помощью магнитных методов решены некоторые инженерно-геологические задачи прикладного характера, вызванные практикой экспериментальных измерений или запросами строительства и других отраслей народного хозяйства.

Магнитные свойства естественных глин обусловлены тремя факторами: 1) собственно глинистыми минералами; 2) коллоидным или мелкокристаллическим веществом типа гидроокисных минералов железа, адсорбированных на поверхности глинистых частиц; 3) относительно крупными частицами различных ферромагнитных минералов, не связанных с глинистыми минералами.

Каолинитовые мономинеральные глины большей частью обладают парамагнитными свойствами, что обусловлено относительно низкой адсорбционной способностью минералов каолинитовой группы по сравнению с монтмориллонитом и гидрослюдой.

Монтмориллонитовые глины имеют обычно два независимых источника магнетизма: крупные, песчаного размера зерна непрозрачных минералов и ультраколлоидные частицы (пленки), представленные гидроксидом железа, лепидокрокитом, гётитом. В результате нагревания монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин в большинстве случаев появляется сильная магнитная фаза, образование которой может происходить тремя способами: путем дегидратации гидроокисных минералов, окисления сульфидов и карбонатов железа и синтеза окислов железа в результате разложения обогащенных железом силикатов.

Для выяснения природы магнетизма глин химическим путем синтезированы системы глинистый минерал — ферромагнетик. Установлены два вида фазовых переходов: 1) на суперпарамагнитном уровне; 2) в области однодоменных и многодоменных частиц. Первый из них имеет две модификации — фазовый переход без изменения минерального состава и перекристаллизации частиц и с изменением состава суперпарамагнитной частицы, например, переход маггемит — гематит. Показано, что магнитные свойства таких систем в существенной мере зависят от вида глинистого минерала, начального размера суперпарамагнитных частиц, их концентрации, величины вакуума, скорости нагревания и т. д. В зависимости от всех этих факторов системы могут обладать

различными магнитными свойствами при постоянном соотношении состава силикатной и ферромагнитной компонент.

Роль немагнитной подложки (матрицы) в виде того или иного глинистого минерала может сводиться к повышению температуры фазовых переходов ферромагнитных минералов. Более того, начало фазового перехода, например в случае маггемит — гематит, определяется типом глинистого минерала и соответственно составляет для каолинита — 225—250° С, монтмориллонита — 400—450° С и гидрослюда — 500° С. Механизм смещения температуры фазового перехода определяется средним размером адсорбированных ферромагнитных частиц, который, в свою очередь, зависит от степени адсорбционной способности глинистого минерала.

Состав магнитной фракции современных морских осадков отличается исключительной пестротой и включает в себя практически все известные ферромагнитные минералы. Однако в современных морских и океанических осадках наблюдается процесс пиритизации, который находит широкое развитие в относительно древних глинах морского происхождения. Окислительно-восстановительные реакции, протекающие в процессе нагревания — охлаждения глинистых пород, в существенной мере зависят и определяются составом «немагнитного окружения», особенно в случае карбонатных разностей глин. Механизм образования новой магнитной фазы в процессе нагревания связан с наличием в морских отложениях пирита, халькопирита, сидерита. Другой механизм образования магнитной фазы по своей природе является диффузионным и реализуется при наличии железосодержащих силикатов типа биотита, глауконита, амфибола и др. Этот механизм образования новой магнитной фазы более характерен для континентальных современных отложений, чем морских, поскольку в окислительных условиях сохранение сульфидов и карбонатов железа затруднено. Для континентальных отложений в отличие от морских характерно наличие гематита в образцах любого генезиса, что является результатом развития интенсивных окислительных процессов. Изменчивость магнитных свойств глин морского генезиса по простиранию и вертикальному профилю незначительна. Для континентальных отложений отмечается резкое изменение магнитных свойств, обусловленное главным образом изменением состава пород.

Действие магнитного поля на глинистые частицы в процессе их седиментации многофакторно. Обычно магнитное поле одновременно воздействует на частицы через посредство как минимум двух эффектов: ориентационного и коагуляционного при преимуществе первого. При малых концентрациях ориентирующие силы проявляются интенсивнее, а при больших — увеличивается вероятность магнитной коагуляции. В связи с этим в начале осаждения преобладает эффект коагуляции, а по мере выпадения частиц в осадок увеличивается роль ориентационного эффекта.

Все магнитные эффекты имеют вероятностный характер, так как они происходят в системах с большим количеством частиц и

поэтому подчиняются законам статистической физики. Развитие магнитных явлений в глинистых суспензиях при постоянном соотношении алюмосиликатных и ферромагнитных минералов определяется, главным образом, дисперсностью. Состав обменных катионов в поглощающем комплексе имеет существенное значение в развитии магнитных эффектов, так как катионы определяют агрегатный состав суспензий. Поэтому при исключительно высокой дисперсности глинистые частицы почти не реагируют на внешнее магнитное поле, поскольку они находятся в состоянии интенсивного теплового движения, а в агрегированном состоянии над магнитными силами преобладают силы гравитационные. Минеральный состав глинистых минералов проявляется в магнитных эффектах через фактор дисперсности, а также специфику водно-коллоидных свойств. В частности, процесс распада агрегатов в нулевом поле и переменном магнитном поле в первую очередь определяется гидрофильными свойствами агрегатов, от которых впоследствии зависит дальнейший ход развития магнитных эффектов. Минеральный состав ферромагнитного компонента при столь высокой степени дисперсности ферромагнитных частиц имеет подчиненное значение.

По результатам гранулометрического анализа в нулевом и переменном магнитном поле, а также мезотекстурным данным, полученным на искусственно переосажденных глинистых осадках, впервые установлены структурные связи магнитного происхождения внутри глинистого агрегата. Эти связи обусловлены наличием высокодисперсного ферромагнетика с размером частиц менее одного микрона, обладающего индуктивной составляющей намагниченности в функции внешнего поля. Экспериментальные данные по искусственному переосаждению глинистых осадков указывают на соизмеримость сил магнитной и электростатической природы внутри глинистого агрегата.

На формирование структуры и текстуры глинистых осадков различного минерального состава оказывает влияние напряженность внешнего магнитного поля — с увеличением напряженности поля увеличивается агрегированность частиц и повышается как ориентация самих частиц, так и их агрегатов. Установлена реакция частиц гидрослюдистого и каолинитового состава даже на геомагнитное поле. Рост степени ориентированности частиц в магнитном поле прямо пропорционален IgH . Характер трещиноватости, возникающей при сушке осадков в условиях поля, в котором они сформировались, раскрывает особенности «магнитной» микроструктуры и указывает на наличие пространственной анизотропии прочности. Наличие одновалентных катионов в обменном комплексе улучшает качество ориентации частиц главным образом вследствие снижения угла разброса около направления внешнего поля.

Искусственно синтезированные парные модельные системы монтмориллонитового состава, независимо от вида, дисперсности и способа введения ферромагнетика, всегда являются магнитно-

изотропными, поскольку магнитная анизотропия таких систем определяется только монтмориллонитом. Качество текстуры каолинитовых «механических» систем зависит от минерального состава ферромагнетика в соответствии со следующим рядом: гематит > маггемит > магнетит. Для всех исследованных систем характерна доминирующая роль глинистых минералов в формировании их магнитной анизотропии и текстуры. Таким образом, впервые, в отличие от геофизических данных, экспериментально установлен вклад глинистых минералов в анизотропию магнитной восприимчивости глинистых пород.

По полученным данным с помощью метода магнитной анизотропии впервые предложена схематическая классификация текстур основных генетических типов глинистых пород. Классификация учитывает генезис породы и механизм образования текстуры. Каждый тип текстуры характеризуется количественными показателями, геометрической моделью и качественным описанием в сложившейся ранее терминологии. Изменчивость текстурных показателей определяется происхождением глинистой породы. Она незначительна для коагуляционных и в меньшей мере гипергенных текстур и весьма значительна для текстур некоагуляционных и аккумулятивных. Глинистые породы морского генезиса в большинстве случаев обладают плоскостной (дискообразной) текстурой с плоскостью наилучшей ориентированности частиц, близко расположенной к горизонту. Для аллювиально-озерных глинистых отложений характерна плоскостная или аксиальная текстура, обусловленная гидродинамическим режимом водных потоков времени их образования. Элювиальные грунты обладают беспорядочной текстурой.

Сравнение результатов исследования текстур глин различными физическими методами показало, что текстурные характеристики, полученные электронномикроскопическим, рентгеновским, оптическим, магнитным и ультразвуковым методами, в целом хорошо согласуются между собой. Сравнительный анализ текстур на основе комплекса методов приводит к выводу о том, что текстурные характеристики на мезоуровне в конечном счете определяются взаимным расположением первичных глинистых частиц.

Применение метода магнитной анизотропии дало возможность выявить роль минерального состава в формировании текстуры глинистых пород под нагрузкой. По степени упорядоченности образовавшихся текстур исследованные образцы мономинеральных паст располагаются в следующий ряд: гидрослюдистая > каолинитовая > монтмориллонитовая. В зависимости от величины действующих напряжений установлены фазы формирования текстуры. Так, для монтмориллонитовой и каолинитовой паст граничной нагрузкой является нагрузка в 2—4 кгс/см², выше которой текстура паст практически не меняется. Показано, что при относительно малых нормальных нагрузках в процессе сдвига происходят объемные текстурные изменения, а при относительно больших нормальных нагрузках зона сдвига стремится к некоторой по-

верхности или плоскости. Несмотря на некоторую специфику в текстуре сдвига монтмориллонитовой и каолинитовой паст, имеется общая закономерность, которая заключается в том, что минимальной осью ориентации частиц всегда является ось, перпендикулярная к направлению сдвига и лежащая в плоскости сдвига. Текстура деформации сдвига в условиях трехосного сжатия, в отличие от деформации плоскостного сдвига, формируется для всех паст независимо от минерального состава по одинаковой схеме. При относительно небольших давлениях в камере формируется интегральная текстура, обязанная одновременному развитию консолидации и сдвига. Только при больших давлениях, когда образец начинает обладать свойствами твердого тела, появляется текстура чистого сдвига. Текстура глинистых паст, сформировавшаяся под действием относительно больших нагрузок (до 80 кгс/см²), принципиально не отличается от текстуры, образующейся в диапазоне нагрузок 2—4 кгс/см². В процессе сдвиговой деформации текстура глин естественного сложения в случае твердой консистенции обычно сохраняется, а у грунтов пластичной и текучей консистенции может существенно изменяться в зависимости от гранулометрического состава грунта.

Только с помощью метода магнитной анизотропии оказалось возможным для большого количества глинистых грунтов различного генезиса, состава и свойств установить корреляцию между текстурой и механическими свойствами грунтов. Установлена связь между текстурным показателем и коэффициентом уплотнения, полученная в результате компрессионных испытаний нескольких грунтов. Показано синхронное изменение текстурного показателя и коэффициента просадочности в зависимости от нагрузки уплотнения, а также линейная связь текстурных показателей с величиной бытовой нагрузки в вертикальном разрезе лёссовидных пород. Произведена количественная оценка анизотропии прочности глинистых грунтов в зависимости от влажности и текстуры. Показано, что анизотропия прочности может быть обусловлена только текстурой, но при этом численно она зависит от состояния грунта. Установлены эмпирические зависимости между прочностью и углом, между слоистостью и сдвигающим усилием. Подсчитаны коэффициенты корреляции между величиной линейной деформации, соответствующей пиковой прочности, и углом слоистости, между углом слоистости и прочностными характеристиками S и φ . В двух первых случаях установлена тесная или весьма тесная связь (коэффициенты корреляции 0,8—0,9). Поэтому следует учитывать текстурный фактор в различных инженерно-геологических расчетах, например, при расчетах устойчивости склонов, осадки оснований и т. д.

В модельных экспериментах парных систем установлено влияние высокодисперсного ферромагнетика на их гранулометрический состав. Агрегирующее воздействие искусственного ферромагнетика на глинистые минералы проявляется во всех системах, что автоматически приводит к снижению величины удельной по-

верхности. В полном согласии с изменением агрегатного состава и величины удельной поверхности находятся данные об изменении водно-физических свойств исследованных систем. Это относится к изменению гигроскопической влажности, максимальной молекулярной влагоемкости, объемной усадки, параметров пластичности.

Влияние магнитного поля на реологические свойства глинистых суспензий, паст и осадков проявляется посредством ориентационного и диполь-дипольного взаимодействия частиц. Первый из них снижает вязкость и предельное сопротивление сдвигу глинистых систем, а действие второго — обратное. Влияние магнитного поля на реологические свойства глинистых систем существенно только при малых скоростях деформирования, соответствующих деформациям ползучести и консолидации. Внешнее магнитное поле, приложенное перпендикулярно к направлению течения, увеличивает вязкость слабоконцентрированных суспензий. Интенсивность этого эффекта возрастает при циклическом намагничивании. Максимальное влияние магнитного поля на вязкость наблюдается при оптимальной концентрации суспензий и паст, определяемой дисперсностью и минералогическим видом глинистого минерала.

Предложен магнитный метод определения вязкости грунтов пластичной и текучей консистенции, основанный на измерении скорости вращения глинистых частиц в собственной среде под влиянием внешнего магнитного поля. Метод обладает следующими преимуществами: а) определение вязкости производится при малых скоростях деформации; б) напряженное состояние, под влиянием которого происходит течение, задается в трехмерном пространстве; в) позволяет определять вязкость образцов ненарушенной структуры.

Предложен магнитный способ обезжелезнения песчаных и глинистых грунтов с применением переменного магнитного поля, основанный на эффекте дополнительной дезинтеграции грунта вследствие разрушения магнитных связей в нулевом или переменном магнитном поле.

С целью ускорения стабилизации намывных грунтов предложен магнитный способ обработки пульпы в двух вариантах: намагничивание в постоянном поле и размагничивание в переменном. Для практических целей рекомендуется применение второй модификации, обеспечивающей повышенную прочность массива намытого грунта.

1. Александрова Л. Н. Современные представления о природе гумусовых веществ и их органо-минеральных производных. — В кн.: Проблемы почвоведения. М., 1962, с. 77—101.
2. Антипов-Каратаев И. Н., Келлерман В. В., Хан Д. В. О почвенном агрегате и методах его исследования. М., изд-во АН СССР, 1948. 84 с.
3. Атлас текстур и структур осадочных пород. Ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1962. 578 с.
4. Багин В. И. Химическая остаточная намагниченность при температурных превращениях лепидокрокита и гидрогётита. — «Физика Земли», 1967, № 2, с. 104—108.
5. Барр Г. Вискозиметрия. Л.-М., Ред. хим. лит-ры, 1938, 272 с.
6. Белов К. П. Магнитные превращения. М., Физматгиз, 1959. 259 с.
7. Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972. 296 с.
8. Бибик Е. Е., Ефремов И. Ф., Лавров И. С. Поведение золь и суспензий в магнитном поле. — В кн.: Исследования в области поверхностных сил. М., 1964, с. 265—272.
9. Ботвинкина Л. Н. Тектурный анализ и перспективы его развития. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2, с. 5—18.
10. Бронштейн К. Г. О магнитной восприимчивости осадочных пород. — «Прикладная геофизика», 1954, вып. 11, с. 163—174.
11. Валента Л. Теория спонтанной намагниченности. — В кн.: Тонкие ферромагнитные пленки. М., 1964, с. 27—59.
12. Воссавич Н. Б. Текстура осадочных пород. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л., 1958, т. I, с. 35—129.
13. Вертхэйм Г. Эффект Мессбауэра. М., «Мир», 1966. 172 с.
14. Вихилова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957. 448 с.
15. Власов А. Я., Горнушкина М. А. Химическая остаточная намагниченность в процессе температурного превращения лепидокрокит—маггемит—гематит. — «Физика Земли», 1973, № 2, с. 70—79.
16. Власов А. Я., Коваленко Г. В. Магнитная анизотропия искусственных осадков. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1964, № 8, с. 1206—1212.
17. Водяницкий Ю. Н., Осипов Ю. Б. Влияние магнитного поля на разрушение ожелезненных агрегатов кварца в воде. — «Стекло и керамика», 1973, № 5, с. 8—10.
18. Водяницкий Ю. Н., Осипов Ю. Б. Устройство для магнитной обработки пульпы. Автор. свидетельство № 225075, Бюлл. № 26, 1968 (ВНИИГП).
19. Волярович М. П. Исследования реологических свойств дисперсных систем. — «Коллоидный журнал», 1954, т. 16, № 3, с. 227—240.
20. Вонсовский С. В. Магнетизм. М., «Наука», 1971. 1032 с.
21. Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959, с. 5—28.
22. Гольдштейн М. Н. О структуре и сжимаемости грунтов. — В кн.: Вопросы геотехники, М., 1956, с. 6—30.
23. Горькова И. М. Глинистые породы и их прочность в свете современной коллоидной химии. — «Тр. лаб. гидрогеол. проблем», 1957, т. 15, с. 26—53.
24. Грабовский М. А. Магнитная анизотропия горных пород. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1956, № 4, с. 479—482.
25. Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Доменная структура пирротинов различного генезиса. — «Геология рудных месторождений», 1964, т. 6, № 3, с. 90—96.
26. Гуденаф Д. Магнетизм и химическая связь. М., «Металлургия», 1968. 325 с.
27. Гумусовые вещества почвы. — «Зап. Ленингр. сельскохозяй. ин-та», Ленинград—Пушкин, 1970, вып. 142. 232 с.

28. Дорфман Я. Г. Диамагнетизм и химическая связь М., Физматгиз, 1961. 231 с.
29. Дорфман Я. Г. Магнитные свойства и строение вещества. М., Гостехиздат, 1955. 376 с.
30. Евдокимов В. Б. О некоторых особенностях намагничивания системы суперпарамагнитных частиц. — «Журнал физической химии», 1963, т. XXXVII, вып. 9, с. 2128—2131.
31. Жемчужников Ю. А. Тип кривой намагниченности как критерий генезиса осадков. — «Зап. Ленингр. горного ин-та», 1926, т. 7, вып. 1, с. 35—69.
32. Келлерман В. В., Цюрупа И. Г. К вопросу о прочности связи железистых пленок с минералами, встречающимися в почве. — «Почвоведение», 1962, № 1, с. 74—84.
33. Кирич Б. М., Осипов Ю. Б. Влияние адсорбированных пленок и частиц магнетита—гемагната на водно-физические свойства мономинеральных глин. — В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М., 1973, вып. 3, с. 78—87.
34. Ковда В. А. Основы учения о почвах. М., «Наука», 1973, кн. 2. 467 с.
35. Кондорский Е. И. К теории магнитных свойств конгломератов и порошков. — «Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз.», 1950, № 4, с. 294—302.
36. Кондорский Е. И. К теории магнитных свойств горных пород и порошков. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1952, № 5, с. 47—55.
37. Кройт Г. Р. Наука о коллоидах, т. I, М., Изд-во иностр. лит., 1955. 538 с.
38. Круглякова Г. И. К вопросу о магнитных свойствах минералов. — «Минералог. сб. Львовского геол. об-ва», 1954, № 8, с. 297—314.
39. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968. 92 с.
40. Лосева Г. В. Кристаллическая структура и магнитные свойства при химических превращениях железосодержащих минералов. — «Физика Земли», 1972, № 10, с. 67—76.
41. Лукашев К. И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграции. Минск, «Наука и техника», 1964. 463 с.
42. Лушников В. В., Вулс П. Д. Некоторые результаты исследования анизотропии грунтов методом компрессии и пенетрации. — «Основания, фундаменты и механика грунтов», 1972, № 3, с. 26.
43. Магнитные свойства металлов и сплавов. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 446 с.
44. Михайлов Н. В., Ребиндер П. А. О структурно-механических свойствах дисперсных и высокомолекулярных систем. — «Коллоидный журнал», 1955, т. XVII, № 2, с. 107—120.
45. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965. 347 с.
46. Неель Л. Замечания к теории магнитных свойств тонких пленок и мелких частиц (порошков). — В кн.: Магнитная структура ферромагнетитов. М., 1959, с. 85—94.
47. Исследования в области физико-химической механики дисперсий глинистых минералов. Киев, 1965, «Наукова думка». 178 с. Авт.: Ф. Д. Овчаренко, С. Д. Нячипоренко, Н. Н. Кругляцкий, В. П. Третинник.
48. Осипов Ю. Б. Некоторые результаты опытов по искусственному осаждению минеральных суспензий в постоянном неоднородном магнитном поле. — «Вестник Моск. ун-та, сер. геол.», 1964, № 4, с. 80—82.
49. Осипов Ю. Б. Поведение глинистых суспензий в магнитном поле. — «Вестник Моск. ун-та, сер. геол.», 1965, № 5, с. 81—87.
50. Осипов Ю. Б. Особенности формирования мезоструктуры глинистых осадков в магнитном поле. — «Вестник Моск. ун-та, сер. геол.», 1968, № 5, с. 62—74.
51. Осипов Ю. Б. Прочностные и реологические свойства глинистых паст и осадков в магнитном поле. — В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М., 1968, вып. 2, с. 106—113.
52. Осипов Ю. Б., Соколов Б. А. Исследование тектурных изменений глинистого сложения в процессе сдвиговых деформаций. — В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М., 1973, вып. 3, с. 68—77.
53. Осипов Ю. Б., Кирич Б. М. Некоторые модельные данные о магнетизме глин. — «Вестник Моск. ун-та, сер. геол.», 1972, № 6, с. 69—75.

54. *Осипов Ю. Б.* Исследование глинистых суспензий, паст и осадков в магнитном поле. Изд-во МГУ, 1968. 159 с.
55. *Осипов Ю. Б.* К вопросу об оценке трехмерной текстуры горных пород (на примере одноосного сжатия и консолидации глинистых паст). — «Вестник Моск. ун-та, сер. геол.», 1969, № 2, с. 62—70.
56. *Осипов Ю. Б.* Вязкость глинистых суспензий в магнитном поле. — «Коллоидный журнал», 1966, т. 8, № 5, с. 713—717.
57. *Осипов Ю. Б.* Способ определения вязкости глинистых грунтов. Автор. свидетельство № 243929. Бюлл. № 17, 1969 (ВНИИГП).
58. *Осипов Ю. Б.* О возможности измерения вязкости пластично-текучих грунтовых систем магнитным способом. — «Докл. АН СССР», т. 186, № 3, с. 606—609.
59. *Осипов Ю. Б.* Некоторые итоги изучения магнетизма глин и их приложения в грунтоведении. — В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М., 1973, вып. 3, с. 106—122.
60. *К вопросу о корреляции между текстурой и механическими свойствами глинистых грунтов.* — «Труды II Всесоюз. конф. по инженерной геол.», Л., 1975, с. 97—106. Авт.: Ю. Б. Осипов, Б. А. Соколов, А. Вайтекунене, Е. М. Лобанов.
61. *Палеомагнитные стратиграфические исследования.* М., Гостоптехиздат, 1963, вып. 204. 302 с. (Тр. ВНИГРИ).
62. *Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965. 272 с.
63. *Пиккарди Д.* Вселенная — повсюду. — «Наука и жизнь», 1965, № 8, с. 65—72.
64. *Петрова Г. Н.* Три вида намагничивания горных пород. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1956, № 4, с. 431—436.
65. *Поваренных А. С.* О магнитных свойствах минералов. — «Минерал. сб. Львов. геол. об-ва», 1957, № 11, с. 52—68.
66. *Попов И. В.* Крипстоуруктура глин при их деформациях. — «Докл. АН АН СССР», 1944, т. 45, с. 174—176.
67. *Райтбурд Ц. М., Муравьев В. И.* Методика изучения микроструктуры глинистых пород. — В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., 1962, с. 80—93.
68. *Рейбиндер П. А.* Вязкость дисперсных систем и структурообразование. — В кн.: Совещание по вязкости жидкостей и коллоидных растворов. М.-Л., 1941, т. 1, с. 361—380.
69. *Рогаткина Ж. Е.* Влияние анизотропности глинистых грунтов на их физико-механические свойства. — «Основания, фундаменты и механика грунтов», 1967, № 1, с. 14—15.
70. *Рыбак Р. С.* О диагностике магемита термомангнитным методом. — «Физика Земли», 1971, № 4, с. 98—101.
71. *Селвуд П.* Магнетохимия. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 457 с.
72. *Сергеев Е. М.* Понятие о микроструктуре грунтов. — «Уч. зап. МГУ», вып. 105. «Почвоведение», кн. 2, 1946, с. 116—121.
73. *Сергеев Е. М., Голодковская Г. А., Зянгиоров Р. С.* Грунтоведение. Изд-во МГУ, 1973. 386 с.
74. *Старицкий Ю. Г.* Определение понятий структура и текстура. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1954, 2 сер., вып. 83, с. 275—278.
75. *Страхов Н. М.* Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959, с. 92—119.
76. *Страхов В. Н.* Опыт интерпретаций магнитных аномалий КМА методом построения изолиний в вертикальной плоскости. — «Прикладная геофизика», 1960, вып. 27. М., Гостоптехиздат, с. 116—130.
77. *Структуры горных пород.* М.-Л., Госгеолиздат, 1948, т. II. 218 с.
78. *Трухин В. И.* Введение в магнетизм горных пород. Изд-во МГУ, 1973. 275 с.
79. *Туровская А. Я.* О влиянии деформаций на структуру глинистых грунтов. — «Труды ДИИТа», 1957, № 6, с. 12—16.

80. Тюлин А. Ф., Маломахова Г. А. Сравнительное изучение способа покрытия грубодисперсных глинистых минералов полуторными окислами. — «Почвоведение», 1948, № 11, с. 689—697.
81. Фридланд В. М., Цюрюпа И. Г. Влияние железистых пленок на обменную способность минералов. — «Докл. АН СССР», 1966, № 3, с. 679—682.
82. Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. — «Тр. ВНИГРИ», Л., 1958, вып. 116. 218 с.
83. Цветков В. Н., Михайлов Г. М. Влияние магнитного поля на вязкость анизотропно-жидкого разоксианизолола. — «Журнал экспериментальной и технической физики», 1937, т. 7, вып. 12, с. 1399—1408.
84. Цехомский А. М. О строении и составе пленки на зернах кварцевых песков. — В кн.: Кора выветривания. М., 1960, вып. 3, с. 293—312.
85. Шibaкова В. С., Шалимова Е. М. Оптимальная нагрузка уплотнения и текстура глин. — «Вестник МГУ, сер. геол.», 1967, № 4, с. 90—94.
86. Чечерников В. И. Магнитные измерения. Изд-во МГУ, 1963. 285 с.
87. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Горшков А. И. О ферригидрите. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1973, № 4, с. 23—33.
88. Balseley J. R., Baddington A. F. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondac granites and orthogneisses. *Am. j. Sci.*, v. 258—A, 1960, p. 6—20.
89. Banerjee S. K., Stacey F. D. The high-field torquemeter method of measuring magnetic anisotropy of rocks. — *Methods in paleomagnetism.*, Elsevier, Amsterd.—London—New-York, 1967, p. 470—476.
90. Barden L. The influence of structure on deformation and failure in clay soil. — «*Geotechnique*», v. 22, N 1, 1972, p. 159—163.
91. Bean C. P., Jacobs J. S. Magnetic granulometry and superparamagnetism. — *J. of appl. phys.*, v. 27, N 12, 1956, p. 1448—1452.
92. Bishop A. W., Little A. D. The influence of the size and orientation of the apparent strength of the London clay at Moldon. Essex, *Proc. of Geotechn. conf.*, Oslo, 1967, p. 37—42.
93. Chevallier R. Propriétés magnetiques de l'oxyde ferrique rhomboédrique ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \alpha$). *Le journal de physique et le radium.*, 12, N 3, 1951, p. 172—188.
94. Creer K. M. Rock magnetic investigations at low temperatures. *Methods in paleomagnetism.* Elsevier, Amsterd.—London—New-York, 1967, p. 514—518.
95. Elmore W. E. Magnetization of ferromagnetic colloids. *Phys. Rev.*, 54, v. 15, Ser. 2, 1938, p. 309—310.
96. Fuller M. D. Magnetic anisotropy of rocks. Thesis university Cambridge, p. 529—534.
97. Gillot J. E. Fabric of Leda clay investigated by optical, electron-optical and x-ray diffraction methods. *Eng. Geol.*, 4, 1970, p. 133—153.
98. Girdler R. W. The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Geophys.*, 1961, v. 25, N 1, p. 34—44.
99. Graham J. W. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *Jour. of Geophys. Res.*, 1949, v. 54, N 2, p. 131—167.
100. Granar L. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Ark. Geophys.*, 1958, v. 3, p. 1—40.
101. Griffiths D. H. Remanent magnetism of varved clays from Sweden. *Nature*, 1953, v. 172, N 4377, p. 539—540.
102. Harvey G. V. Effect of magnetic fields on reology of ferromagnetic dispersions. *J. „Colloid sci.”*, 1953, N 3, p. 543.
103. Hrouda F., Janak F., Keil L., Weiss G. The use of magnetic susceptibility anisotropy for estimating the ferromagnetic mineral fabrics of metamorphic rocks. *Geol. Rundschau*, 1971, v. 60, N 3, p. 1124—1142.
104. Janak F. Magnetic susceptibility anisotropy of various rock types and its significance for geophysics and geology. — «*Geophysical prospecting*», 1972, v. 20, N 2, p. 375—384.
105. Ising L. On the magnetic properties of varved clay. *Ann. Mat. Astr.*, 1943, 22A, N 1, p. 19—27.
106. Iwasa Y. Mineralogical studies of iron minerals in soils. *Bull. Nat. Ins. Agricul. Sci. Ser.* 13, 1965, N 15, p. 188—237.

107. *King R. F.* Errors in anisotropy measurements with the torsion balance. *Methods in paleomagnetism*. Elsevier, Amsterd.—London—New-York, 1967, p. 387—398.

108. *Mc Kechan Y. W.* Optical and magnetic properties of magnetic suspensions. *Phys. Rev.*, 1940, v. 57, N 12, p. 1177—1178.

109. *Meade R. H.* X-ray diffractometer method for measuring preferred orientation in clays. *U. S. Geological Survey, Articles*, 116, 1941, p. 46—52.

110. *Methods in paleomagnetism*, Elsevier, Amsterd.—London—New-York, 1967, 583 p.

111. *Morgenstern N. R., Tchalenko J. S.* The optical determination of preferred orientation in clays and its application to the study of microstructure in consolidated kaolin. *J. Proc. Roy. Soc.*, 1967, A300, N 1461, p. 218—234.

112. *Nagata T* Identification of magnetic minerals in rocks using methods based on their magnetic properties. *Methods in paleomagnetism*, Elsevier, Amsterd.—London—New-York, 1967, p. 501—513.

113. *Neel L.* Magnetic properties of fine grained antiferromagnetics, superparamagnetism and superantiferromagnetism. *Conference on Magnetism and Crystallography*. *Proc. Phys. Soc. Japan, Jour v. 17, Suppl. B—1*, 1962 p. 676—684.

114. *Osipov J. B., Sokolov B. A.* On the texture of clay soils of different genesis investigated by magnetic anisotropy method. *Proceedings of the International symposium on soil structure*. Gothenburg, 1973, p. 21—29.

115. *Osipov J. B., Sokolov B. A.* Quantitative characteristics of clays fabrics using the method of magnetic anisotropy. *Bull. of the Inter. assoc. of Eng. Geol.* Paris, 1972, N 5, p. 23—39.

116. *Osipov J. B., Kinoshita H.* Magnetism of monomineralic clays. *Jour. of Geomagnetism and Geoelectricity*. 1970, v. 22, 14, p. 471—484.

117. *Osipov J. B.* Some problems of clay magnetism. *Proc. of the Inter. clay conference*, Tokyo, 1969, v. 2, p. 220—221.

118. *Pellizer R.* Orientamento di mineraly argillosy in campo magnetico. „Rondiconti Soc. mineral Ital.“, 1960, v. 16, p. 347—358.

119. *Pusch R.* On the structure of clay sediments. Stockholm, 1964, 60 p.

120. *Sankaran K. S., Bhaskaran R.* Deformation and failure pattern in an anisotropic kaolinite clay. *Geotechnique*, 1973, v. XXIII, N 1, p. 113—117.

121. *Sides G., Barden L.* The microstructure of dispersed and flocculate samples of kaolinite, illite and montmorillonite. *Canadian Geotechnical Journal*, 1971, v. 8, N 3, p. 391—399.

122. *Stacey F. D.* Magnetic anisotropy of dispersed powders. *Australian J. Phys.*, 1960, p. 196—201.

123. *Stacey F. D.* Magnetic anisotropy of igneous rocks. *J. Geophys. Res.*, 1965, N 8, p. 2429—2442.

124. *Stone D. B.* Some studies of the anisotropy of magnetic susceptibility in certain metamorphic rocks. *Thesis Univ. Newcastle Tyne*, 1964, p. 249.

125. *Uyeda S., Fuller M. D., Belshe J. C., Girdler R. W.* Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *J. Geophys.*, 68, 1963, p. 279—291.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть первая	
ПРИРОДА МАГНЕТИЗМА ГЛИН	
Глава I. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА СЛАБОМАГНИТНЫХ ВЕЩЕСТВ	5
§ 1. Природа магнетизма	5
§ 2. Высокодисперсные частицы и тонкие ферромагнитные пленки	11
§ 3. Магнитные свойства слабомагнитных веществ (разбавленные ферромагнитные системы)	17
Глава II. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД	20
§ 1. Генезис железосодержащих минералов в глинистых породах и почвах	20
§ 2. Магнитные свойства основных породообразующих минералов	30
§ 3. Основные литературные данные о магнетизме осадочных пород	39
Глава III. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД	43
§ 1. Магнитные свойства мономинеральных глин	43
§ 2. Магнитные свойства систем глинистый минерал — ферромагнетик	53
§ 3. Магнитные свойства глин различного генезиса	64
Часть вторая	
РЕШЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ МАГНИТНЫМИ МЕТОДАМИ	
Глава IV. ВЛИЯНИЕ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ВЫСОКОДИСПЕРСНЫХ СОЕДИНЕНИЙ НА МИКРОАГРЕГАТНЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ	81
§ 1. Гранулометрический состав систем глинистый минерал — ферромагнетик	81
§ 2. Водно-физические свойства систем глинистый минерал — ферромагнетик	87
Глава V. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕХМЕРНОЙ ТЕКСТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ МЕТОДОМ МАГНИТНОЙ АНИЗОТРОПИИ	
§ 1. Магнитная анизотропия глинистых пород	91
§ 2. Магнитная анизотропия монокристаллов основных ферромагнитных минералов	96
§ 3. Метод магнитной анизотропии для исследования текстуры горных пород	98
§ 4. Магнитная анизотропия модельных систем глинистый минерал — ферромагнетик	107
§ 5. Характеристика текстуры глин различного генезиса, генетическая классификация текстур	112
§ 6. Сравнительная характеристика текстур глин, полученная различными физическими методами	121
Глава VI. ТЕКСТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ГЛИНИСТЫХ ГРУНТАХ ПОД ВЛИЯНИЕМ МЕХАНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ	132
§ 1. Текстурная перестройка паст мономинеральных глин	132
§ 2. Текстурные изменения грунтов естественного сложения	146
§ 3. Корреляция между текстурой и механическими свойствами глинистых грунтов	158
Глава VII. РЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ СУСПЕНЗИЙ, ПАСТ И ОСАДКОВ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ	163
§ 1. Влияние магнитного поля на вязкость и предельное сопротивление сдвигу глинистых суспензий и паст	163
§ 2. Исследование вязкости глинистых суспензий и паст магнитным способом	175
Глава VIII. МАГНИТНАЯ ОБРАБОТКА ПУЛЬПЫ ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ	184
§ 1. Удаление железистой пленки с поверхности песчаных зерен и глинистых частиц	184
§ 2. Магнитная обработка пульпы с целью повышения прочности намывных грунтов	187
Заключение	139
Список литературы	195

2р.30к.

2739

НЕДРА