

В.И.Осипов В.Н.Соколов Н.А.Румянцева

Микроструктура глинистых пород

Под редакцией
академика *Е.М. Сергеева*



МОСКВА "НЕДРА" 1989

ББК 26.3
О-74
УДК 624.131

Рецензент д-р геол.-минер. наук *А. К. Ларионов*

Осипов В. И., Соколов В. Н., Румянцева Н. А.

О-74 **Микроструктура глинистых пород**/Под ред. академика
Е. М. Сергеева.— М.: Недра, 1989.— 211 с.: ил.

ISBN 5—247—00473—6

Изложены закономерности формирования микроструктуры глинистых пород, процессов структурообразования в глинистых системах, описаны современные методы изучения микроструктуры глинистых осадков. Показано влияние микроструктуры глин на их физические, механические и коллекторские свойства. Рассмотрены тиксотропные и реологические процессы в глинах, природа анизотропии их свойств. Приведены примеры практического использования микроструктурных данных при оценке глинистых пород.

Для геологов, изучающих литологию и петрографию осадочных пород, а также специалистов в области коллоидной химии, керамики, физико-химической механики дисперсных систем.

О 1804090000—398 141—89
043(01)—89

ББК 26.3

ISBN 5—247—00473—6

© Издательство «Недра», 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Структура — это важнейшее качество породы, с одной стороны, отражающее условия ее формирования, а с другой, — определяющее ее физические, механические и другие свойства. Поэтому изучение структур пород началось практически с самого зарождения геологии. Однако в разных областях геологии направленность этих исследований различна. В петрографии и литологии исследования структур имеют вещественно-генетическую направленность и подчинены решению основной задачи — изучению условий формирования вещества породы и распределения в нем компонентов, являющихся полезными ископаемыми. В инженерной геологии исследование структур пород имеет другие задачи и направлено на познание закономерностей изменения свойств пород и условий их формирования. Настоящая работа посвящена изучению структур глинистых пород в инженерно-геологическом плане.

Структуры пород, и в частности глин, являются чутким индикатором условий образования и дальнейшего преобразования отложений в ходе литогенеза. Поэтому современные представления о процессах литогенеза служат теоретической базой для создания общей теории прочности пород. Отсюда вытекает важнейший принцип инженерно-геологического изучения пород — генетический подход, с позиций которого удастся раскрыть сложные и многообразные процессы структурообразования в глинистых породах и на этой основе объяснить большую изменчивость их свойств. Более того, используя структурные показатели, в которых «закодирована» генетическая информация, можно находить их корреляционные взаимосвязи со свойствами и на этой основе прогнозировать поведение пород. Для реализации этой идеи необходимы современные методы количественной оценки структурных показателей пород.

Структурообразование пород следует рассматривать как сложный физико-химический процесс. При его изучении помимо теории литогенеза необходимо опираться на классические работы в области теории поверхностных сил и теории устойчивости коллоидов и тонких пленок, принадлежащие Б. В. Дерягину, Н. В. Чураеву, Е. Фервею, Т. Овербеку, И. Ф. Ефремову, В. М. Муллеру, Г. Зонтагу, К. Штрэнге, Х. ван Олфену и многим другим, а также на представления физико-химической механики пористых тел, изложенные в трудах П. А. Ребиндера и развиваемые его учениками — Е. Д. Шукиным, Н. В. Перцевым, Е. А. Амелиной и др. Использование теории поверхностных сил и положений физико-химической механики открывает возможности количественного изучения процессов структурообразования и разработки научных принципов их регулирования.

При практическом изучении микроструктур глинистых пород наибольшую информацию дает электронная микроскопия. В 1954 г. на кафедре грунтоведения и инженерной геологии (ныне кафедра инженерной геологии и охраны геологической среды) геологического факультета МГУ была создана одна из первых в нашей стране лаборатория электронной микроскопии. С этого времени на кафедре начались систематические исследования структур пород. Большой вклад в развитие этих работ внесли заведующая лабораторией Г. Г. Ильинская и старший научный сотрудник Л. Г. Рекшинская. С 1968 г. исследования ведутся с применением растровой электронной микроскопии (РЭМ). В 1969 г. Г. Г. Ильинская и Р. А. Бочко провели первые работы по автоматической обработке данных электронно-микроскопических исследований, которые позволили в 1975 г. В. И. Осипову, В. Н. Соколову и Н. А. Румянцевой начать систематические исследования по количественному изучению микроструктур глинистых пород. В 1976 г. В. И. Осипов и В. Н. Соколов совместно с Г. Р. Миркиным и М. Д. Толкачевым разработали устройство для определения величины пористости и количественной оценки структуры порового пространства твердых тел. Эти и последующие работы авторов легли в основу патентов на способ и устройство для количественной оценки структур твердых тел, которые были зарегистрированы в ряде стран (США, Великобритания, Франция, ФРГ, ЧССР). Исходя из предложенных принципов, А. Ю. Сасов создал интерфейсный блок, позволяющий создать анализатор изображений микроструктур на базе РЭМ типа «Квикскан-107» и микроЭВМ-15 ВСМ5, а затем на базе комплекса РЭМ типа «Хитачи S—800» с микроЭВМ «Искра-226». Выполненные работы дали возможность провести всестороннее количественное исследование микроструктур более 300 образцов глинистых пород различного возраста, генезиса и степени литификации, послужившее основой для написания этой книги.

Исследования, проводимые авторами в области изучения микроструктур глинистых пород оригинальны и носят приоритетный характер. Более десяти лет назад они начали работы по обобщению материалов микроструктурных исследований, проводимых в СССР и за рубежом. Результатом стала монография Б. Грабовской-Ольшевской, В. И. Осипова и В. Н. Соколова «Атлас микроструктур глинистых пород», не имеющая аналогов в мировой литературе. Настоящая книга написана в развитие этой работы и включает описание новых методов, методик и технических средств, разработанных в последние годы для количественного анализа микроструктур глин. Изложенные в монографии данные открывают принципиально новые возможности для изучения закономерностей изменения прочности и деформируемости глинистых пород на основе выявления количественных взаимосвязей между параметрами микроструктур пород и их свойствами.

Академик *Е. М. Сергеев*

Часть I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ГЛИНИСТЫХ СИСТЕМАХ

Глава I

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

1.1. ПОНЯТИЕ «СТРУКТУРА»

При выделении структур горных пород в геологии сформировались два подхода — морфометрический и энергетический. Наибольшее распространение получил первый, при котором в основу понятия «структура» положены морфометрические особенности структурных элементов и их соотношение в породе. В петрографии существует ряд определений структуры породы, основанных на этом принципе; среди них наибольшее распространение получило сформулированное А. Н. Заварицким в 1955 г.: под структурой он предложил понимать те особенности строения породы, которые обуславливаются размерами, формой и взаимным отношением составных частей породы. В таком понимании термин «структура пород» вошел в научную и учебную литературу.

При энергетическом подходе понятие структуры основывается на таких признаках, как характер взаимодействия структурных элементов и энергия всей структуры в целом. Наиболее широкое применение энергетический принцип нашел в физико-химической механике дисперсных систем — новом научном направлении, развитом П. А. Ребиндером и его учениками. Структуры различных природных и искусственных дисперсных систем в физико-химической механике подразделяются по характеру контактных взаимодействий на несколько типов: коагуляционные, кристаллизационные и конденсационные.

Изучение энергии структур горных пород не входило в круг практических задач, решаемых в петрографии. Иная ситуация сложилась в инженерной геологии, где исследование грунтов и прежде всего их физических и механических свойств невозможно без знания структурных связей, т. е. характера взаимодействия структурных элементов, природы этих взаимодействий, условий их формирования и изменения под влиянием внешних и внутренних факторов. Поэтому среди советских специалистов в области инженерной геологии стало складываться свое понятие «структура» пород, которое включало и энергетические признаки. Характер структурных связей и морфометрические особенно-

сти структур тесно связаны между собой, поэтому при описании структур грунтов стали использоваться обе группы признаков. Это нашло отражение в работах М. М. Филатова, Е. М. Сергеева и В. А. Приклонского, которые в качестве обязательного признака структуры рассматривали характер связей между частицами.

Таким образом, в 1940—1960-е гг. в советской инженерной геологии сложилось понятие «структура грунта», согласно которому под структурой понимается размер, форма, характер поверхности, количественное соотношение его элементов и характер их связи друг с другом. Аналогичной точки зрения придерживаются и многие зарубежные специалисты в области инженерной геологии и механики грунтов [44].

1.1.1. Структура как совокупность морфометрических, геометрических и энергетических признаков строения породы

Приведенное выше определение структуры не отвечает представлениям о породах как многокомпонентных системах и не отражает многих признаков их строения, исключительно важных для оценки свойств. К числу таких признаков относится геометрия или пространственная композиция, структуры.

Исторически сложилось так, что пространственное расположение структурных элементов в породе не входит в понятие структуры. Эти особенности строения породы названы текстурой. Терминологически структура и текстура близки между собой и не отвечают тому смыслу, который в них вкладывается при характеристике строения пород. Так, в переводе с латинского *structura* — это строение, расположение, устройство, построение, а *textura* — это ткань, соединение, связь.

Искусственность разделения структуры и текстуры признается многими геологами. Изъятие неотъемлемого признака строения пород из понятия структуры создает ряд трудностей в номенклатуре структур и текстур пород. Например, оолитовое и сфалеритовое строение карбонатных, сульфатных, кремнистых и некоторых других пород часто называют одновременно структурой и текстурой. Выделение ряда текстур осадочных пород (игольчатая, обломочная) основывается на морфологических признаках структурных элементов. Ряд исследователей к текстурным признакам относят пористость и цемент осадочных пород.

Большие трудности встречаются при разделении структурных и текстурных признаков у биогенных, и особенно тонкодисперсных, глинистых образований. Так, выделение ячеистой, турбулентной, ламинарной и других структур глин [33] невозможно без учета пространственного расположения структурных элементов. Более того, даже при описании отдельных структурных элементов глин приходится учитывать их текстурные признаки.

Микроагрегаты глинистых минералов, слагающие глины, имеют определенное внутреннее строение, характеризующееся параллельным, сферическим или беспорядочным расположением глинистых частиц.

Чтобы избежать путаницы в выделении структурных и текстурных признаков грунта, Е. М. Сергеев предложил применять термин «структурно-текстурные особенности». Этот термин, хотя и используется в научной литературе, не вносит ясности в понимание структуры грунта, кроме того, он не отвечает общей систематике структуры сложных систем. П. И. Фадеев, отмечая искусственность выделения структур и текстур, предложил не использовать эти термины и заменить их одним термином «строение породы». Такое альтернативное предложение вполне допустимо, и нами в дальнейшем понятие «строение пород» будет использоваться для того, чтобы подчеркнуть, что речь идет о всем комплексе структурных и текстурных признаков в их традиционном понимании.

Для преодоления трудностей, связанных с трактовкой понятий структуры и текстуры пород в геологии и инженерной геологии целесообразно расширить понятие структуры и включить в него недостающее сейчас «пространственное распределение структурных элементов», т. е. придать термину «структура» не только морфометрический, но и геометрический смысл, как это ранее предлагал Д. С. Штейнберг. Кстати говоря, такие понятия, как «структура минерала», «структура атома», имеют прежде всего геометрический смысл. Непонятно, почему, когда речь идет о структуре породы, геометрический аспект этого понятия забывается. Предложения о широком понимании термина «структура», включающего пространственное расположение структурных элементов, высказывались М. М. Филатовым, Ф. О. Левинсоном-Лессингом, Е. М. Сергеевым и В. А. Приклонским, однако они не получили распространения, хотя и дают ключ к решению этой проблемы.

При широком понимании структуры текстура породы становится ее частным признаком, характеризующим геометрические особенности. Иными словами, когда речь идет о строении породы в целом, нужно применять термин «структура», а когда необходимо подчеркнуть характер пространственного распределения структурных элементов, можно использовать термин «текстура». При таком подходе будут устранены те недоразумения, о которых говорилось выше, и отпадает необходимость отказываться от широко распространенных в геологической литературе терминов «структура» и «текстура». При широком понимании термин «структура» становится синонимом понятия «строение породы».

Другой важнейший признак структуры, не нашедший до настоящего времени достаточного отражения при описании строения пород, — энергия связи ее структурных элементов. Как уже отмечалось, большинство специалистов в области инженерной

геологии признает структурные связи неотъемлемой частью структуры. В то же время в названии структур и их классификации характер структурных связей обычно не учитывается и тем самым существенно обедняется информация о структуре и ее возможных свойствах. Прежде всего это объясняется отсутствием строгих количественных методов оценки энергии структуры. Но даже качественная характеристика структурных связей исключительно полезна при инженерно-геологическом описании пород. С этой целью можно было бы использовать энергетическую классификацию структур, созданную П. А. Ребиндером и Е. Д. Щукиным и принятую в физико-химической механике дисперсных систем, расширив ее и дополнив применительно к породам. Использование энергетических признаков при описании структур позволяет получить представление не только об особенностях строения породы, но и ее свойствах.

Геометрические, морфометрические и энергетические признаки структуры формируются в процессе образования и последующего изменения породы под влиянием внутренних и внешних факторов. Среди внутренних факторов большая роль принадлежит составу компонентов породы (твердого, жидкого, газообразного и биотического), их количественному соотношению и процессам взаимодействия. Можно утверждать, что структура является качеством грунта как многокомпонентной системы. В этом отношении нельзя не согласиться с А. К. Ларионовым, отмечавшим, что представление о структуре породы, сложившееся в петрографии и литологии, как о совокупности признаков строения, определяемых твердым компонентом породы, не может механически переноситься в инженерную геологию. Действительно, как, например, можно рассматривать структуру глинистых пород без учета воды в ней. При удалении воды из глины наблюдается коренная перестройка структуры: глина уплотняется, происходят агрегация ее структурных элементов и изменение структурных связей, что сопровождается существенным повышением прочности структуры. Аналогичные изменения, но в меньших масштабах, характерны и для других типов пород. Даже магматические и метаморфические породы с кристаллизационными структурами при водонасыщении могут несколько снизить свою прочность (размягчаться) вследствие ослабления структурных связей.

Хорошо известна также роль живых организмов в формировании структур грунтов. Имеется целая группа органогенных структур, образование которых связано с существованием различных живых и растительных организмов. Деятельность микроорганизмов, обитающих практически во всех породах, приводит к изменению их агрегатного состава, структурных связей и порового давления, что отражается на их свойствах.

Газовый компонент при определенных условиях также оказывает влияние на структуру породы. В качестве примера можно привести формирование высокопористых (пузыристых) струк-

тур эффузивных пород вследствие интенсивного удаления газа из остывающей магмы.

Подводя итоги, можно сказать, что современная трактовка понятия «структура» должна включать следующие признаки: 1) морфометрические (размер, форма, характер поверхности структурных элементов и их количественное соотношение); 2) геометрические (пространственная композиция структуры); 3) энергетические (тип структурных связей и общая энергия структуры). Кроме того, должна указываться зависимость структуры от состава, соотношения и взаимодействия всех компонентов породы, свидетельствующая о динамичности структуры и ее связи с генетическими факторами. С учетом сказанного можно сформулировать понятие структуры породы следующим образом [22]: *структура — это пространственная организация всего вещества породы, характеризующаяся совокупностью морфометрических, геометрических и энергетических признаков и определяющаяся составом, количественным соотношением и взаимодействием компонентов породы.*

1.1.2. Системные признаки структуры

Приведенное выше определение структуры основано на выделении основных признаков, характеризующих структуру породы применительно к ее конкретному состоянию. Это определение не отражает развития структуры — одного из ее важнейших системных признаков.

Если рассматривать породу как систему, состоящую из элементов (подсистем), то структура породы будет характеризоваться совокупностью отношений и связей между ее элементами (подсистемами). Поэтому структура любой системы, в том числе и породы, имеет пространственно-временной характер. Это означает, что она обладает определенным порядком (организацией) элементов в пространстве, который постоянно изменяется во времени, обуславливая смену ее состояний. Структуры, изменяющиеся во времени под влиянием внутренних и внешних взаимодействий и обладающие способностью переходить из одного состояния в другое, получили название динамических [3]. Нетрудно доказать, что породы обладают всеми особенностями динамических структур. В процессе литогенеза и метаморфизма породы испытывают сложные преобразования под действием давления, температуры и различных физико-химических факторов, что приводит к изменению соотношения твердого, жидкого и газового компонентов, степени раскристаллизации и агрегации структурных элементов, их ориентации в пространстве, пористости, характера структурных связей и т. д.

В геологическом цикле пороодообразования в земной коре можно выделить ряд стадий, характеризующихся развитием определенных геологических процессов, под влиянием которых структура породы проходит ряд этапов развития, переходя каж-

дый раз из менее равновесного в энергетическом отношении состояния в более равновесное (квазиравновесное). Например, преобразование структуры при выветривании породы наиболее интенсивно на начальных стадиях разрушения, а затем, по мере развития полного профиля коры выветривания, этот процесс затухает и структура постепенно переходит в квазиравновесное состояние. Поэтому в непрерывном процессе петрогенеза и литогенеза пород можно выделить описанные выше энергетические типы структур, образование которых соответствует различным квазиравновесным состояниям. У тонкодисперсных осадочных образований, например, формирование дальних коагуляционных структур связано с завершением процессов седиментогенеза, ближней коагуляционной структуры — с процессами диагенеза, цементационной — с процессами катагенеза, кристаллизационной — с процессами метаморфизма.

Изменения состояния и структуры породы всегда сопровождаются процессами массо- и энергообмена. При прогрессивном литогенезе массо- и энергообмен направлен в основном извне, в сторону породы, и вызывает упрочнение и увеличение внутренней энергии структуры. Исходя из законов термодинамики, изменение энергии структуры dU при этом можно выразить следующим образом:

$$dU = \delta Q + \sum_1^i U_i \delta M_i - \delta A, \quad (1.1)$$

где δQ — количество тепла, переданное породе; U_i — количество энергии, переносимое одним молекул вещества; δM_i — число молекул вещества, приносимое в систему; δA — работа, совершаемая при изменении объема системы.

При регрессивном литогенезе направленность массо- и энергообмена обратная: от породы в сторону внешней среды.

Динамика структур под влиянием геологических процессов проявляется не только в массо- и энергообмене, но и в изменении их организованности (морфометрические и геометрические признаки). Действительно, в процессе литогенеза дисперсных пород меняется степень агрегированности структурных элементов, их упаковки и пространственной ориентировки, что приводит к постепенной смене геометрического облика структур. Например, у глинистых пород по мере повышения степени их литификации возможны следующие взаимопереходы геометрических типов структур: ячеистая → матричная → турбулентная.

Мерой организованности структур любых систем является энтропия, отражающая статистический характер различных состояний системы. С повышением степени организованности системы ее энтропия снижается. Так, агрегация структурных элементов, увеличение их анизометричности, повышение степени пространственной ориентации и уплотнение системы, т. е. все процессы, повышающие внутреннюю энергию структуры, приво-

дят к снижению ее структурной энтропии [15]. Если вновь обратиться к глинистым системам, то наибольшей энтропией среди известных типов структур глин обладает ячеистая, характеризующаяся минимальной степенью агрегации частиц, отсутствием преимущественной ориентации частиц и агрегатов, сферичностью основных композиционных элементов (ячеек) и минимальной уплотненностью. Наименьшая энтропия типична для турбулентных структур, образованных крупными агрегатами глинистых частиц, хорошо ориентированными в плоскости напластования и имеющими высокую степень упаковки.

При сравнении степени организованности структур всех типов пород, развитых в земной коре, видно, что наибольшими значениями энтропии обладают структуры поверхностных образований (обломочные и эффузивные породы, коры выветривания), а наименьшими — глубинные магматические и метаморфические породы.

Согласно второму началу термодинамики, в замкнутых системах протекают самопроизвольные процессы, направленные на повышение энтропии: диспергация, разупорядочение структурных элементов, повышение изометричности (сферичности) элементов и т. д. [14]. В природных условиях поддержание упорядоченности и организованности систем происходит за счет энергии, постоянно поглощаемой ими извне, т. е. отрицательной энтропии, или негэнтропии. Если количество негэнтропии превышает приращение энтропии, то происходит дальнейшее повышение упорядоченности структуры, характерное для самоорганизующихся систем. Подобный процесс типичен для развития структур пород при прогрессивном литогенезе и метаморфизме, когда происходит постепенное упрочнение структур пород. Следовательно, прогрессивный литогенез и метаморфизм являются в структурном отношении негэнтропийными и приводят к снижению структурной энтропии горных пород.

При выветривании развиваются обратные процессы — диспергация, разуплотнение, разориентация структурных элементов, — обуславливающие снижение организованности пород и повышение их структурной энтропии, поэтому регрессивный литогенез следует считать энтропийным процессом.

1.1.3. Уровневый подход к изучению структур пород

Толщи пород, слагающие земную кору, в структурном отношении представляют собой сложно организованную систему. В соответствии с иерархичностью строения таких толщ в них можно выделить несколько уровней организации вещества — минеральный, горнопородный и формационный, — которым соответствуют структуры различных уровней. На минеральном уровне — это структура минералов, на горнопородном (фациальном) — структура пород, на формационном — структура геологи-

ческих тел, сложенных ассоциациями горных пород (формациями, субформациями, геолого-генетическими комплексами).

В инженерной геологии структуры объектов земной коры изучаются на всех уровнях. Данные о структуре минералов необходимы для понимания их морфометрических особенностей и поверхностных явлений, развивающихся на границе минерал—вода или минерал—газ, а отсюда — поведения различных минералов в минеральных ассоциациях. Результаты исследования структур на горнопородном уровне используются для оценки свойств пород как многокомпонентных систем, а на формационном уровне — для получения представлений о поведении многослойных толщ пород и слагаемых ими массивов.

Иерархический подход при описании структур геологических объектов имеет важное значение для правильного выделения их структурных признаков на каждом уровне. К сожалению, эта проблема в инженерной геологии пока не решена до конца, в связи с чем возникает много ошибок в трактовке понятий «структура породы» и «структура толщи (массива)». До настоящего времени существует мнение, что структура породы характеризуется организацией вещества в небольшом ее объеме (образце, шлифе), а особенности строения породы в слое или пласте относятся к ее текстуре. Такую связь понятий структуры и текстуры породы с масштабным фактором нельзя считать правильной. Любая порода имеет строго определенную структуру, так же как определенный химический и минеральный составы. Структура породы характеризует строение монопородного геологического тела, занимающего фиксированную область геологического пространства. Таким монопородным телом может быть слой, горизонт или сочетание слоев, представленных определенным петрографическим типом породы. Поэтому характеристика структуры породы в отрыве от особенностей строения образуемого ей геологического тела лишена внутренней логики.

Изучение структур пород часто ведется на различных масштабных уровнях. При этом на каждом уровне внимание акцентируется на разных особенностях структуры. При изучении структуры породы в обнажении отмечаются детали, часто невидимые в образце: наличие отдельностей, крупной слоистости, включений, литогенетической трещиноватости и т. д. При исследовании структуры породы в образце визуально или с помощью лупы отмечаются другие признаки структуры: зернистость, степень окристаллизованности, сланцеватость и т. д. Изучение структуры породы в шлифе или аншлифе с применением оптических или электронных микроскопов позволяет установить многие тонкие детали строения пород: морфометрические особенности структурных элементов, характер их взаимодействия, микрослоистость, наличие цемента и т. д.

Существование масштабного фактора, по мнению Е. М. Сергеева и Г. Г. Ильинской, вызывает необходимость изучать структуру глинистых пород на трех масштабных уровнях: макро-

мезо- и микроуровне. Такой подход к исследованию структур совершенно необходим и полностью оправдан, но представляется целесообразным выделение не трех, а двух масштабных уровней исследований: макро- и микроуровня. На первом выявляют все особенности строения породы в обнажении и образце визуально, а на втором — с помощью оптических и растровых электронных микроскопов. Выделение мезоуровня нецелесообразно, так как отсутствуют четкие масштабные критерии разграничения особенностей структур на микро- и мезоуровне.

Для полной и всесторонней оценки структур глинистых пород необходимо проводить их изучение на обоих масштабных уровнях. К сожалению, в настоящее время такое исследование проводится не во всех случаях. Часто макроскопические описания структуры делаются в отрыве от микроскопических и наоборот. Большинство существующих классификаций структур глинистых пород основано на рассмотрении определенных признаков, выделяемых при их макроскопическом или микроскопическом описании.

Чтобы подчеркнуть, что исследования ведутся на определенном масштабном уровне, при описании структур тонкодисперсных пород используются понятия «микроструктура» (микростроение) и «макроструктура» (макростроение). Из этих соображений слово микроструктура вынесено в название этой работы. Оба понятия следует рассматривать как масштабные, а не иерархические; в этом смысле они используются и при последующем изложении материала.

1.2. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Структура породы определяется составом, количественным соотношением и взаимодействием ее компонентов. При этом под компонентами породы понимают ее твердую, жидкую и газообразную составляющие [7]. Структуры пород образуются твердыми (минеральными) структурными элементами, слагающими структурный скелет, и порами, заполненными подвижными (жидким и газовым) компонентами породы. Сочетание в объеме твердых элементов с порами характеризует внешний облик структуры. При изучении структуры породы большое значение имеет рассмотрение структурных особенностей ее отдельных элементов.

1.2.1. Твердые структурные элементы и их показатели

Под твердыми структурными элементами следует понимать элементарные минеральные частицы, зерна и их ассоциации, определяющие природную дисперсность породы и формирующие ее структурный скелет. В глинистых породах выделяют следующие структурные элементы: первичные глинистые частицы, ультрамикроагрегаты, микроагрегаты, агрегаты, зерна, а также

включения остатков микрофауны и флоры, микрокристаллов солей и рудных минералов [6].

Первичные глинистые частицы представлены микрокристаллами глинистых минералов, которые устойчивы к механическим и физико-химическим воздействиям. Частицы глинистых минералов имеют вид тонких изометричных или вытянутых пластинок, чешуек, трубочек. Размер глинистых частиц во многом определяется их минеральным составом и варьирует от десятых долей нанометра (монтмориллонит) до нескольких микрометров (каолинит). Подробное описание особенностей частиц глинистых минералов содержится в работах Л. Г. Рекшинской, Х. Бьютелспейчера и Х. Марела.

Отдельные частицы в глинистых породах, как правило, объединены в ультрамикроагрегаты и микроагрегаты. Первые представляют собой ассоциации из нескольких частиц, обычно взаимодействующих по типу базис—базис и имеющих пластинчатую или листообразную форму. Наиболее характерны ультрамикроагрегаты для смектитов и смешаннослойных минералов, для которых понятие первичной частицы является неопределенным, поскольку оно подразумевает частицу толщиной в один или несколько элементарных слоев кристаллической структуры. В природных глинистых образованиях эти минералы встречаются в виде достаточно плотных скоплений глинистого материала, которые правильнее считать не первичной частицей, а ультрамикроагрегатом. При определенных условиях ультрамикроагрегаты образуют и другие глинистые минералы (каолинит, гидрослюда). Длина ультрамикроагрегатов изменяется от долей до нескольких микрометров. Важная особенность ультрамикроагрегатов — их достаточно высокая прочность. Ультрамикроагрегаты не разрушаются (или разрушаются частично) при подготовке глин к гранулометрическому анализу с применением специальных механических и физико-химических методов. Поэтому при гранулометрическом анализе, например, глин монтмориллонитового состава получаемые данные отражают не предельно диспергированное состояние их, а скорее ультрамикроагрегатный состав.

Микроагрегаты представляют собой ассоциации глинистых частиц и ультрамикроагрегатов, не распадающиеся в воде при отсутствии физико-химических диспергаторов и механического воздействия. Микроагрегаты — основной структурный элемент природных глин. В зависимости от минерального состава, формы и дисперсности первичных глинистых частиц и ультрамикроагрегатов, а также условий их осадконакопления, микроагрегаты могут иметь различную форму. Их размер изменяется от нескольких до десятков микрометров (по максимальному измерению).

Наиболее распространены микроагрегаты, в которых глинистые частицы и ультрамикроагрегаты контактируют по базисным плоскостям или по типу базис—скол, но под малыми угла-

ми наклона частиц, что приводит к образованию анизометричных структурных элементов листоватой, вытянутой и слегка изогнутой формы (рис. 1.1, а).

Каолиниты часто образуют доменоподобные микроагрегаты, состоящие из аксиально ориентированных первичных частиц и ультрамикроагрегатов (см. рис. 1.1, б). В ряде случаев в глинах полиминерального состава могут встречаться изометричные микроагрегаты (см. рис. 1.1, в).

Для микроагрегатов монтмориллонита и смешаннослойных минералов характерна тонкая листообразная форма. Границы между микроагрегатами прослеживаются плохо, и один микроагрегат постепенно переходит в другой.

Весьма специфическую форму микроагрегатов имеют смектиты и богатые железом гидрослюды (нонтронит и глауконит). Оба минерала образуют микроагрегаты глобулярной формы, диаметром от нескольких до десятков микрометров, состоящие из тонких изогнутых листочков нонтронита и пластинчатых частичек глауконита.

При определенных условиях глинистые микроагрегаты и первичные пылеватые зерна образуют более сложные структурные элементы — глинистые (см. рис. 1.1, г) и глинисто-пылеватые агрегаты (см. рис. 1.1, г'), состоящие из нескольких глинистых микроагрегатов, или ассоциации глинистых микроагрегатов с пылевыми и тонкопесчаными зёрнами. Агрегаты, как правило, менее устойчивы в воде, чем микроагрегаты.

В зависимости от минерального состава и дисперсности глинистых пород, наличия в них гидроксида железа, органики и карбонатов, размер агрегатов изменяется от нескольких десятков до сотен микрометров. В отличие от микроагрегатов агрегаты обычно изометричны. В природных глинах агрегаты встречаются не всегда, а границы между ними при исследовании под оптическим и растровым электронным микроскопами установить довольно сложно. Лучше всего агрегаты выделяются в глинистых образованиях элювиального и гидротермального происхождения, где их контуры подчеркиваются границами преобразованных первичных зерен материнских пород. В этом случае наличие агрегатов устанавливается по микротрещинам или тонким ориентированным прослоям глинистых частиц на их границах.

Ориентация микроагрегатов внутри агрегатов может быть самой различной, но преобладают агрегаты с неориентированным или слабоориентированным расположением микроагрегатов. Как частный случай выделяют агрегаты с высокой ориентацией всего глинистого материала, получившие название блоков или микроблоков.

Первичные минеральные зерна в глинистых породах представлены обломками кварца, слюды, полевого шпата и кальцита, среди которых наиболее хорошо изучены зерна кварцевого состава. Преобладают изометричные зерна различной степени

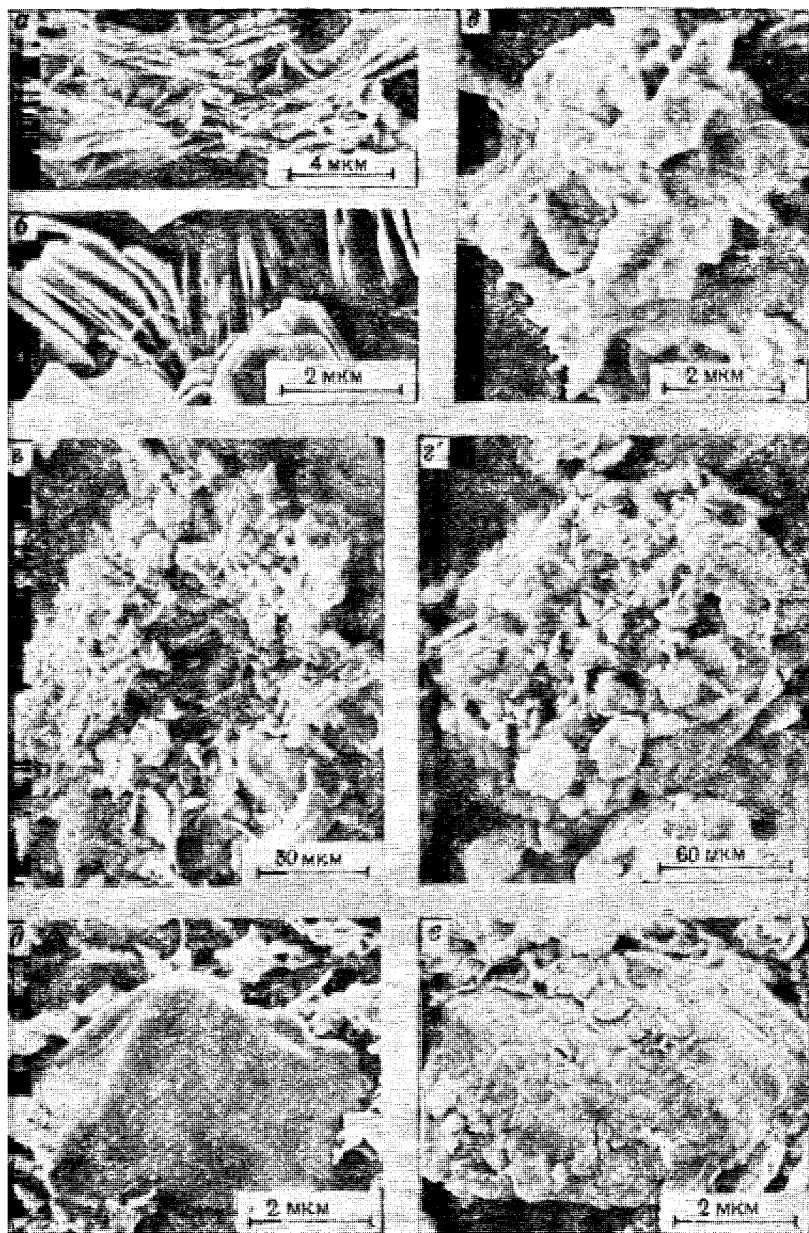


Рис. 1.1. Твердые структурные элементы в глинистых породах

окатанности и сохранности (см. рис. 1.1, *д, е*). Размер зерен колеблется от 0,005 до 2 мм. Характерная особенность первичных минеральных зерен — наличие на них «рубашек» из тонкодисперсного материала (см. рис. 1.1, *е*), представляющего частицами глинистых минералов, гидроксидами железа, карбонатами, органоминеральными соединениями. Наличие «рубашек» оказывает существенное влияние на контактные взаимодействия этих зерен и их поведение в глинистых породах.

В качестве включений, особенно в молодых глинистых осадках морского и озерного происхождения, часто встречаются остатки микрофлоры и микрофауны различной степени сохранности, обычно представленные карбонатными скелетиками кокколитофорид, обломками кремнистых панцирей диатомовых водорослей и радиолярий, спорами и пылью различных растений, бактериями. Кроме того, в породах морского происхождения и глинистых образованиях аридных зон наблюдаются включения различных солей. Чаще всего это колломорфные скопления тонкодисперсных кристаллов хемогенного кальцита или нитевидные микрокристаллы аутигенного кальцита [6].

В морских глинистых отложениях нередки включения пирита, джайпурита и других рудных образований. Наконец, многие глины содержат включения органических веществ в виде слабо разложившихся органических остатков, гуминовых и других высокомолекулярных соединений. Разложившаяся органика активно взаимодействует с глинистыми минералами, образуя на их поверхности своеобразные органоминеральные комплексы, хорошо различимые под растровым электронным микроскопом по глобулярным агрегатам гуминовых кислот [6].

Основные характеристики твердых структурных элементов — размер, степень агрегированности, форма, удельная поверхность. Размер структурных элементов глинистых пород может оцениваться косвенными и прямыми методами. В практике грунтоведения наибольшее распространение получили первые, основанные на использовании зависимости скорости осаждения частиц в жидкой или воздушной среде от их размера. При этом принято выделять следующие фракции частиц: глинистую (менее 0,001 мм), мелкпылеватую (0,001—0,01 мм), крупнопылеватую (0,01—0,05 мм), песчаную (более 0,05 мм) [7, 20]. Применяя различные методы подготовки породы к анализу, удается установить ее гранулометрический и микроагрегатный составы. В первом случае анализируют размер первичных частиц и зерен и находят их относительное содержание в породе; во втором определяют содержание в отдельных размерных фракциях не только первичных зерен и частиц, но и водостойких микроагрегатов и агрегатов. Таким образом, гранулометрический состав дает представление о содержании первичных зерен и частиц в породе, в то время как микроагрегатный отражает ее природную дисперсность, отвечающую тем физико-химическим условиям, в которых она находится.

Определение размеров твердых структурных элементов глинистых пород прямым методом основано на изучении шлифов и аншлифов с помощью оптических микроскопов, оснащенных микрометрическими насадками. Однако из-за малой разрешающей способности и небольшой глубины фокуса таких микроскопов, а также сложности приготовления шлифов и аншлифов, этот метод не получил широкого распространения в инженерной геологии. Наиболее часто он применяется в петрографии и литологии, где с его помощью оценивается количественное соотношение между относительно грубодисперсным материалом (частицы размером более 0,01 мм) и основной тонкодисперсной массой породы.

Усовершенствование оптических и электронных микроскопов и их соединение с ЭВМ существенно расширили возможности прямых методов, открыли перспективу их применения для оценки параметров твердых структурных элементов глинистых пород. Приведенные в последующих главах характеристики морфометрических особенностей структур получены в основном с помощью прямых методов.

Наибольшее распространение прямые методы получили при оценке формы и характера поверхности структурных элементов. В настоящее время на основе этих методов разработан ряд способов определения количественных показателей морфологических особенностей частиц, зерен и пор [20].

В последнее время был разработан количественный метод оценки формы и характера поверхности структурных элементов с помощью Фурье-преобразования функции, описывающей контур изображения частицы [20]. При использовании этого метода оценка формы (отличие от круга) проводится по коэффициенту P , определяемому с первой по десятую гармонику спектра Фурье ($P_1 = P_{1-10}$). Коэффициенты P_2 , P_3 и P_4 дают количественную оценку характера поверхности. Например, коэффициент $P_2 = P_{11-20}$ отражает относительную величину крупных неровностей, коэффициент $P_3 = P_{21-30}$ характеризует величину мелкой шероховатости, а $P_4 = P_{11-30}$ определяет среднюю величину шероховатости поверхности.

Важными показателями, характеризующими степень раздробленности твердых структурных элементов породы, являются величина $D = 1/d$, обратная среднему диаметру частиц и получившая в коллоидной химии название дисперсности, а также площадь поверхности S в единице объема $S_o = S/V$, названная объемной удельной поверхностью. Чем меньше размер частиц, тем больше дисперсность и удельная объемная поверхность и наоборот. Так, куб с ребром $l = 1 \cdot 10^{-2}$ м будет иметь дисперсность $D = 1 \cdot 10^{-2} \text{ м}^{-1}$ и удельную поверхность $S_o = 6 \cdot 10 \text{ м}^{-1}$. При делении граней этого куба пополам эти параметры будут следующими: $D = 2 \cdot 10^{-2} \text{ м}^{-1}$ и $S_o = 12 \cdot 10^{-2} \text{ м}^{-1}$. Если довести ребро куба до 1 мкм, то для такой дисперсной системы $D = 10^6 \text{ м}^{-1}$, а $S_o = 6 \text{ м}^{-1}$.

В грунтоведении помимо показателей D и S_o используется величина весовой удельной поверхности S_{op} , которая связана с объемной удельной поверхностью S_o зависимостью $S_o = S_{op} \rho_s$ (где ρ_s — плотность твердых частиц грунта).

Весовая удельная поверхность дисперсных пород варьирует в широких пределах. Она определяется как их гранулометрическим, так и минеральным составом. Например, для супесей и тонких песков величина S_{op} может составлять 1—2 м²/г, для каолинита $S_{op} = 10—30$ м²/г. Максимальной удельной поверхностью обладают глинистые породы монтмориллонитового состава с раздвижной кристаллической решеткой ($S_{op} = 40—100$ м²/г). Для некоторых частиц монтмориллонитов весовая удельная поверхность может достигать 840 м²/г.

Определение удельной поверхности сопряжено с достаточно большими техническими трудностями, связанными с необходимостью вакуумирования образца, его прецизионного взвешивания и насыщения различными газами или парами жидкости. Наибольшее распространение получили адсорбционные методы: адсорбция из паров и газов, адсорбция из растворов. Помимо этих методов существует группа фильтрационных, а также расчетных и корреляционных методов [20, 44, 50].

1.2.2. Поровое пространство

Другая составляющая структуры породы—поры, которые образуются в результате неплотного прилегания твердых структурных элементов друг к другу. Общая величина пористости породы, а также размер пор и их форма зависят от размера и формы твердых структурных элементов, степени их агрегированности и уплотненности, характера распределения в пространстве и т. д. Теоретические расчеты показывают, что пористость модельных глобулярных структур зависит от их упаковки и может изменяться от 26 % у ромбоэдрической ячейки до 47,6 % у кубической [27, 44].

В реальных условиях, вследствие полидисперсности, анизотричности и малых размеров твердых структурных элементов пористость глинистых пород может достигать 60 %, а пористость современных илов — 90 %. В то же время у плотных литифицированных глинистых пород она составляет 30—35 %, а у аргиллитов и алевролитов не превышает 20 %. Следует отметить, что на величину пористости, особенно у литифицированных глинистых пород, большое влияние оказывают трещины и микротрещины. В настоящей работе этот вид пустотности не анализируется, а рассматривается только поровая пустотность.

Помимо общей пористости при изучении глинистых пород часто выделяют открытую, закрытую и эффективную пористость [7, 20].

Открытая пористость характеризует суммарный объем пор, сообщающихся между собой, а закрытая — объем изолирован-

ных пор. Эффективная, или активная, пористость определяется объемом сообщающегося порового пространства породы за вычетом объема связанной воды (адсорбционной, осмотической и капиллярной). Связанная вода удерживается на поверхности частиц молекулярными силами и не может быть извлечена из породы при свободной миграции поровых растворов. Таким образом, величина эффективной пористости зависит от удельной поверхности породы, вязкости поровых растворов и градиента напора, определяющего движение жидкости.

Размер пор глинистых пород изменяется в широких пределах: от сотых долей до нескольких десятков микрометров. В связи с этим многие авторы выделяют несколько типов пор по их размерам. Среди существующих классификаций пор по размерам наиболее обоснованной является классификация Е. М. Сергеева [7], составленная для дисперсных пород и подразделяющая поры в соответствии с их генетической принадлежностью и характером передвижения в них воды. Согласно этой классификации выделяются ультракапиллярные поры (менее 0,1 мкм), микропоры (0,1—10 мкм), мезопоры (10—1000 мкм) и макропоры (более 1000 мкм).

Эта классификация была взята нами за основу. Однако при морфометрических исследованиях возникла необходимость ее некоторой детализации. Это относится прежде всего к подразделению микропор на тонкие (0,1—1 мкм), мелкие (1—10 мкм) и крупные (10—100 мкм). Кроме того, за нижнюю границу макропор было принято значение 100 мкм, а не 1000 мкм. Таким образом, в последующих описаниях используются следующие градации пор: ультрамикропоры (менее 0,1 мкм), микропоры (0,1—100 мкм) и макропоры (более 100 мкм).

Другая важная характеристика пор — форма. По морфологии можно выделить следующие виды пор [6]:

1) изометричные, когда отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений не превышает 1,5. Размер поры в этом случае характеризуется диаметром круга, описывающего ее;

2) анизометричные, когда отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений изменяется от 1,5 до 10. При описании размера в этом случае указывают длину и ширину поры (в некоторых случаях можно указать только среднюю ширину);

3) щелевидные, у которых отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений превышает 10. Размер таких пор характеризуется только их шириной.

Наличие в глинистых породах структурных элементов различных размерных уровней обуславливает существование нескольких видов пор. Выделяются межчастичные, межультрамикроагрегатные, межмикроагрегатные, межагрегатные, межзернистые, межмикроагрегатно-зернистые, внутризернистые и поры биогенного происхождения [6].

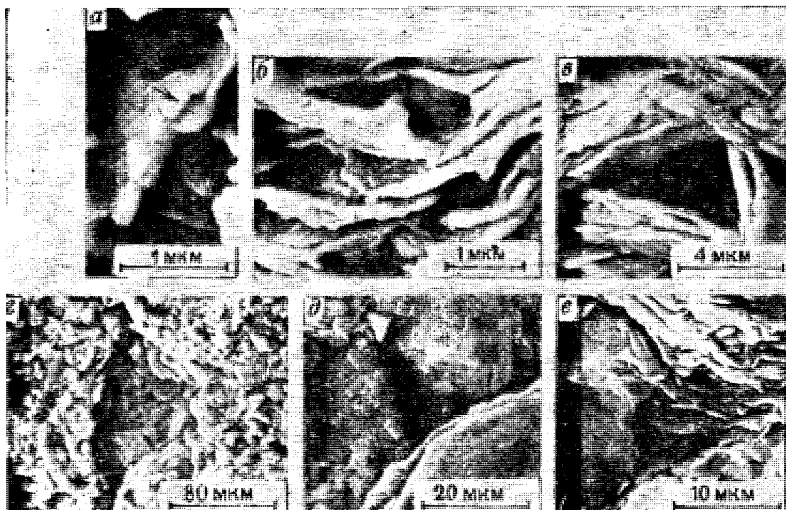


Рис. 1.2. Виды пор в глинистых породах

Межчастичные поры возникают внутри ультрамикроагрегатов и микроагрегатов в результате неплотного взаимного прилегания первичных частиц (рис. 1.2, а). Размеры и формы этих пор определяются морфологией взаимодействующих частиц, размером и характером контактирования. Внутри ультрамикроагрегатов межчастичные поры имеют щелевидную форму с максимальной шириной не более 0,1 мкм (ультрапоры). При отсутствии в породе ультрамикроагрегатов в микроагрегатах встречаются анизометричные поры шириной до 0,5 мкм, которые также можно называть межчастичными, или внутримикроагрегатными.

Межультрамикроагрегатные поры образуются между ультрамикроагрегатами и могут иметь самую различную конфигурацию в зависимости от пространственного расположения ультрамикроагрегатов (см. рис. 1.2, б). Преобладают щелевидные и анизометричные поры, ширина первых составляет не более 0,3 мкм, а у вторых достигает 1 мкм.

Межмикроагрегатные поры возникают между микроагрегатами и характеризуются большим разнообразием размеров и формы (см. рис. 1.2, в). Морфология этих пор во многом зависит от степени литификации глинистых пород. Для молодых слаболитифицированных осадков характерны открытые межмикроагрегатные микропоры диаметром до 15 мкм. У глинистых пород средней степени литификации преобладают изометричные межмикроагрегатные микропоры диаметром не более 5 мкм, а у пород высокой степени литификации — узкие щелевидные микропоры шириной до 1,5 мкм.

Межагрегатные поры в глинистых породах встречаются редко. Они характерны для некоторых видов элювиальных глин и широко развиты у лёссовых пород (см. рис. 1.2, *г*). Поры обычно изометричные, реже анизометричные, размер изменяется от нескольких (микropоры) до десятков микрометров.

Межзернистые поры встречаются в глинистых породах с высоким содержанием песчаных и пылеватых зерен. Возникающие между зернами изометричные и анизометричные микropоры имеют размеры от нескольких до десятков микрометров (см. рис. 1.2, *д*).

При определенном сочетании глинистого материала и обломочных зерен в глинистых породах образуются микropоры более сложного строения — межмикpоагрегатно-зернистые (см. рис. 1.2, *е*), преимущественно изометричные и анизометричные с размерами от нескольких до 20 мкм.

В глинистых породах, содержащих карбонатные обломочные зерна, а также включения микрофлоры и микрофауны, встречаются внутризернистые поры и поры биогенного происхождения. Первые имеют изометричную форму с диаметром до нескольких микрометров и образуются чаще всего в зернах карбонатного состава в результате выветривания. Поры биогенного происхождения обычно имеют округлую форму и размеры от долей до десятков микрометров [6].

1.3. ОРИЕНТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Размер и форма твердых структурных элементов и пор во многом определяют морфометрические особенности структуры, а их ориентация в пространстве — ее геометрические признаки или текстуру.

При изучении глинистых пород на микроуровне их текстура характеризуется упорядоченным состоянием частиц, микроагрегатов, зерен и пор, имеющих анизометричную форму. При этом не исключается, что эффект пространственной ориентации может создаваться и за счет расположения в одной плоскости изометричных микropор, частиц, микроагрегатов и образования микрослойистой текстуры.

Для количественной оценки геометрических признаков структуры изучают направление преимущественной ориентации структурных элементов и степень их ориентации. В общем случае для трехмерного пространства направление плоскости преимущественной ориентации структурных элементов в породе задается тремя углами θ_x , θ_y , θ_z , определяемыми положением нормалей к плоскостям частиц (или ультрамикpоагрегатов) и направлением координатных осей X , Y , Z [20]. При исследовании плоского изображения структуры (шлифа, аншлифа) направление преимущественной ориентации характеризуется лишь одним углом θ к направлению напластования.

Степень, или показатель, ориентации характеризует упорядоченность структурных элементов в плоскости ориентации и оценивается по отношению числа структурных элементов, лежащих в плоскости (или направлении) ориентации, к общему числу анализируемых частиц и агрегатов или пор.

Существующие методы количественной оценки показателей текстуры глинистых пород можно разделить на методы, позволяющие определять текстуру в объеме и в плоскости [20]. К первым относятся методы магнитной анизотропии и рентгеновский [20, 29], ко вторым — прямые методы непосредственного изучения ориентации структурных элементов в шлифах, сколах, репликах или ультратонких срезах с помощью оптических и электронных микроскопов. Одним из наиболее распространенных до последнего времени был метод изучения текстуры в шлифе под оптическим микроскопом. Метод позволяет определить значение угла ориентации θ твердых структурных элементов, а по просветлению или погасанию шлифа, изучаемого в поляризованном свете в скрещенных николях, — коэффициент их ориентации.

Значительно большими возможностями отличаются методы количественного анализа текстуры, основанные на применении растровых электронных микроскопов в сочетании с ЭВМ. Среди них следует отметить метод оптической дифракции, фотограмметрический, метод длин и числа хорд, градиента интенсивности сигнала. Важно, что все они позволяют оценивать ориентацию как твердых элементов структуры, так и пор.

Одним из наиболее перспективных методов оценки текстуры по полутоновым изображениям, полученным в растровом электронном микроскопе, является метод градиента интенсивности сигнала [20, 47], который будет подробно рассмотрен в гл. 4.

1.4. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТВЕРДЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ. ЭНЕРГИЯ СТРУКТУРЫ

Структурные элементы, слагающие глинистые породы, взаимодействуют между собой не по всей межфазной поверхности, а только в местах их наибольшего сближения — контактах. Число и характер контактов — одна из важнейших структурных характеристик пород, обуславливающих их структурную связность.

Контакты между структурными элементами можно подразделить по их геометрии (взаимному расположению контактирующих элементов в пространстве) и физической природе, т. е. характеру действующих сил [21]. По геометрическому признаку выделяют три типа контактов: базис—базис, базис—скол и скол—скол.

Контакты типа базис — базис возникают в тех случаях, когда плоские (базисные) поверхности пластинчатых или листообразных структурных элементов расположены параллельно (рис. 1.3, а). При сближении таких структурных элементов на

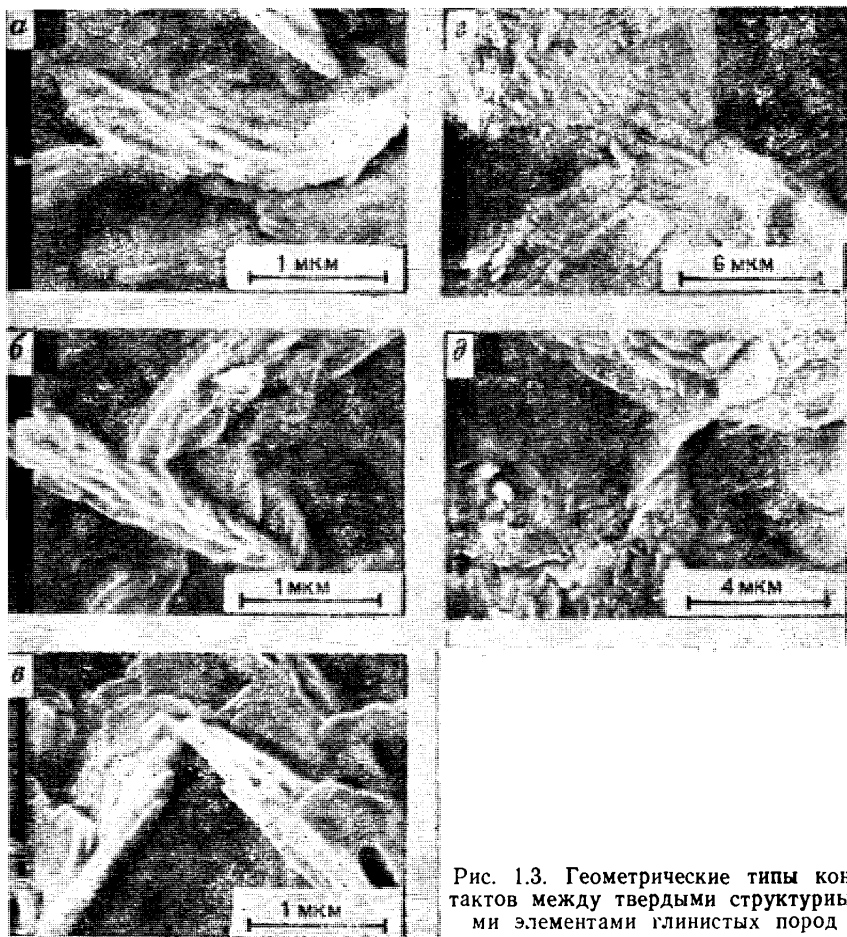


Рис. 1.3. Геометрические типы контактов между твердыми структурными элементами глинистых пород

расстояние, измеряемое десятками нанометров, между ними возникает значительный по площади контакт, способствующий снижению поверхностной энергии системы и переходу ее в более стабильное состояние. Контакты этого типа могут возникать между отдельными глинистыми частицами, их ультрамикрoагрегатами и микрoагрегатами при процессах коагуляции на стадии седиментогенеза, а также при диагенезе и катагенезе пород в результате уплотнения глинистых осадков.

Контакты типа базис—скол возникают при взаимодействии между базисной поверхностью одного и боковым сколом другого структурного элемента (см. рис. 1.3, б). Образование таких контактов обуславливается меньшей гидратацией боковых сколов частиц по сравнению с базисными поверхностями, что приводит к фиксации структурных элементов под неко-

торым углом относительно друг друга. В кислой среде этому способствует наличие разноименных электростатических зарядов на боковых сколах и базисных поверхностях глинистых частиц. Контакты этого типа чаще всего встречаются внутри микроагрегатов и между микроагрегатами в молодых глинистых осадках и слабоуплотненных глинах. По мере повышения степени уплотнения глин угол наклона между взаимодействующими частицами уменьшается и контакты базис—скол постепенно переходят в термодинамически более устойчивые контакты типа базис—базис с формированием ориентированной текстуры, состоящей из плотных микроагрегатов уплощенной формы.

Контакты типа скол—скол возникают при взаимодействии частиц боковыми сколами (см. рис. 1.3, в). Вероятность образования таких контактов при седиментогенезе невелика, однако в ходе постседиментационных процессов, когда под влиянием уплотнения повышается степень ориентации глинистого материала, возможность контактирования отдельных частиц и микроагрегатов боковыми сколами возрастает.

Взаимодействие глинистых частиц с обломочными зернами приводит к образованию на поверхности последних плотной скорлупообразной глинистой «рубашки».

Непосредственные контакты между обломочными зернами в глинистых породах практически отсутствуют, поскольку пылеватые и песчаные зерна всегда погружены в тонкодисперсную глинистую массу. Даже при значительном содержании пылеватой и песчаной фракций взаимодействие между обломочными зернами осуществляется за счет глинистых частиц. При этом наиболее часто встречаются контакты через глинистые «рубашки» (см. рис. 1.3, г) и «мостики» (см. рис. 1.3, д).

Геометрия контакта существенно влияет на его прочность и, следовательно, на структурную связность породы, поскольку определяет площадь контактного взаимодействия и в конечном счете прочность единичного контакта. Однако еще большее влияние на свойства глинистых пород оказывает характер контактных взаимодействий, т. е. природа и энергия сил, действующих на контакте и определяющих энергетические признаки структуры. С этих позиций в глинистых породах можно выделить три типа контактов: коагуляционный, переходный (точечный) и фазовый, или кристаллизационно-цементационный [21, 32].

Коагуляционные контакты преобладают у молодых глинистых осадков и слабоуплотненных глин. Они характеризуются наличием в зоне контакта тонкой равновесной пленки связанной воды, толщина которой зависит от физико-химических факторов и изменяется от нескольких до десятков нанометров (рис. 1.4, а). Существуют две разновидности коагуляционного контакта, различающиеся толщиной равновесной гидратной пленки в контактном зазоре и получившие названия ближнего и дальнего коагуляционного контакта. Притяжение частиц на коагуляционном контакте обуславливается дальнедействующими

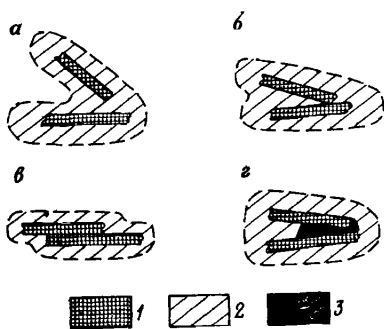


Рис. 1.4. Энергетические типы контактов между структурными элементами:

1 — частица; 2 — связанная вода; 3 — цементирующее вещество

ны у водонасыщенных пород средней и высокой степени уплотнения, а также у неполностью водонасыщенных (находящихся в сухом или слабо увлажненном состоянии) глин. Они характеризуются наличием небольшого по площади (точечного) соприкосновения между взаимодействующими элементами и образованием между ними относительно прочной связи (10^{-8} — 10^{-6} Н) за счет действия химических и ионно-электростатических сил (см. рис. 1.4, б). Характерной особенностью таких контактов является их обратимость по отношению к воде, т. е. способность гидратироваться и переходить в коагуляционные контакты при увлажнении породы или снятия с нее внешней нагрузки.

Фазовые контакты развиты у сильноуплотненных цементированных глин, аргиллитов и алевролитов. Они характеризуются наличием непосредственного («сухого») соприкосновения между структурными элементами на значительной контактной площади или развитием на контакте новой фазы (кремнезем, гипс, карбонаты, гидроксид железа), цементирующей частицы и микроагрегаты. Первый тип фазовых контактов часто называют кристаллизационным (см. рис. 1.4, в), а второй — цементационным (см. рис. 1.4, г). На фазовых контактах действуют силы химической и ионно-электростатической природы, поэтому прочность таких контактов значительна (как правило, не ниже 10^{-6} Н). Отличительная особенность фазовых контактов — их необратимость по отношению к воде: породы с такими контактами не теряют прочности (или снижают ее незначительно) и не пластифицируются при увлажнении.

В природных глинистых образованиях часто преобладает один из выделенных типов контактов. Вместе с тем широко распространены разности глинистых пород, у которых одновременно развито два типа контактов (например, коагуляционный и фазовый, коагуляционный и переходный, переходный и фазо-

молекулярными, магнитными и дипольными (кулоновскими) взаимодействиями. Сила притяжения частиц на единичном коагуляционном контакте невелика и не превышает 10^{-8} Н. Прочность на разрыв глинистых отложений с таким типом контактов составляет не более 10^4 Па.

Важная особенность коагуляционных контактов — обратимый характер их разрушения: после разрушения они способны быстро восстанавливаться. С этим связано явление тиксотропии в молодых глинистых образованиях.

Переходные (точечные) контакты распространены

вый). Закономерности поведения таких пород наиболее сложны и могут быть объяснены с учетом особенностей обоих типов контактов, присутствующих в породе.

Поэтому типов контактов, важным энергетическим признаком структуры является ее энергия, под которой следует понимать суммарную энергию взаимодействия структурных элементов в единице объема породы [22].

Количественно энергия структуры породы определяется величиной работы, которую необходимо выполнить, чтобы разъединить все ее структурные элементы, или, иными словами, разрушить все структурные связи между этими элементами. При таком определении энергии структуры становится очевидной ее связь с физическими и механическими свойствами грунта.

Строгий количественный расчет энергии структуры породы может быть сделан на основании данных о работе образования границ раздела по межфазным зонам в контактах структурных элементов. В наиболее простом случае, когда взаимодействующие фазы однородны, процесс разрушения контакта можно рассматривать как удаление двух плоскопараллельных пластин, находящихся в некоторой среде на расстоянии h_{11} , при котором они сливаются в единую фазу, до бесконечности. При этом совершается работа $U_{121}(h_{11})$ по преодолению сил, действующих по нормали к образующимся поверхностям. Величина работы определяется межфазным натяжением σ_{12} на границе раздела фаз. Поскольку образуются две поверхности раздела фазы 1 со средой 2, то

$$U_{121}(h_{11}) = 2\sigma_{12}. \quad (1.2)$$

При разделении двух разнородных конденсированных фаз 1 и 2 в среде 3 по границе раздела между ними условия образования новой поверхности несколько иные. Работа, совершаемая при удалении таких тел с расстояния h_{12} до бесконечности, рассчитывается по формуле

$$U_{132}(h_{12}) = \sigma_{13} + \sigma_{23} - \sigma_{12}, \quad (1.3)$$

где σ_{12} , σ_{23} , σ_{13} — соответственно величины межфазного натяжения на границах фаз 1 и 2, 2 и 3, 1 и 3.

В обоих случаях расчет энергии структуры связан с определением поверхностного натяжения на границе минерал—вода или минерал—воздух. Экспериментальное измерение поверхностного натяжения твердых тел в равновесных условиях является сложной задачей. Кроме того, для систем, у которых структурные связи образуются за счет сил не только молекулярной природы, но и ионно-электростатических, электростатических (взаимодействие постоянных диполей) и ковалентных, необходимо учитывать как дисперсионную (молекулярную) σ^d , так и недисперсионную σ^n составляющие поверхностного натяжения. Сог-

ласно Ф. М. Фуксу [12], поверхностное натяжение образующихся поверхностей будет следующим:

$$\sigma_{12} = \sigma^d_{12} + \sigma^n_{12}. \quad (1.4)$$

Изложенные обстоятельства затрудняют расчет энергии структуры через работу образования новой поверхности, поэтому наиболее удобным является расчет, основанный на оценке числа контактов в пористом теле и величины сцепления между структурными элементами на единичном контакте. В общем виде энергию структуры породы U_c в этом случае можно выразить следующим образом:

$$U_c = \frac{1}{2} U_k Z m, \quad (1.5)$$

где U_k — энергия единичного контакта; Z — координационное число, зависящее от пористости системы и формы структурных элементов; m — число структурных элементов в единице объема структуры.

Входящую в эту формулу величину U_k находят по результатам прямых экспериментальных измерений сил сцепления между двумя макроскопическими твердыми телами. Впервые такие измерения были проведены в 1951 г. Б. В. Дерягиным и И. И. Абриткосовой. В настоящее время существует ряд оригинальных методик подобных измерений, позволяющих получать данные о взаимодействии между поверхностями различных твердых тел (кварц, стекло, слюда) при их нахождении в воздухе или жидкой среде. Результаты измерений на модельных системах могут быть использованы для оценки взаимодействия дисперсных частиц любого размера в соответствии с соотношением, полученным Б. В. Дерягиным в 1935 г.:

$$F_k = -\pi \bar{R} U, \quad (1.6)$$

где F_k — сила сцепления двух сферических частиц; U — удельная энергия сцепления, определяемая экспериментально по величине взаимодействия двух плоскопараллельных макроскопических частиц; \bar{R} — параметр, выражающийся через радиусы кривизны R_1 и R_2 взаимодействующих сферических частиц:

$$\bar{R} = 2R_1R_2/(R_1 + R_2). \quad (1.7)$$

Для шаров с одинаковыми радиусами $\bar{R} = \pi R$, для пластины и шара $\bar{R} = 2\pi R$.

По величине сцепления двух частиц F_k , находящихся на расстоянии h , можно найти энергию их взаимодействия:

$$U = \int_{\infty}^h F_k dh. \quad (1.8)$$

Выражение (1.8) является термодинамическим, так как допускает существование на контактах частиц сил любой природы. Оно позволяет переводить измеряемые экспериментальным путем силы, действующие на различных типах контактов, в величины энергии этих контактов.

1.5. МОДЕЛИ МИКРОСТРУКТУР ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Различия в составе, условиях накопления и постседиментационном преобразовании глинистого материала обуславливают большое разнообразие микроструктур глинистых пород, что, в свою очередь, определяет значительные вариации свойств этих пород. Для понимания природы свойств и закономерностей поведения глинистых пород под влиянием различных воздействий необходим учет их реальной микроструктуры. В связи с этим требуется схематизация структур глин и их представление в виде определенных моделей.

К. Терцаги в 1925 г. первым обратил внимание на необходимость изучения микроструктур глинистых пород при оценке их свойств. Им же впервые была предложена ячеистая, или сотовая, модель микроструктуры глинистого осадка, состоящая из глинистых частиц, расположенных в виде непрерывных цепочек с образованием замкнутых ячеек (рис. 1.5, а).

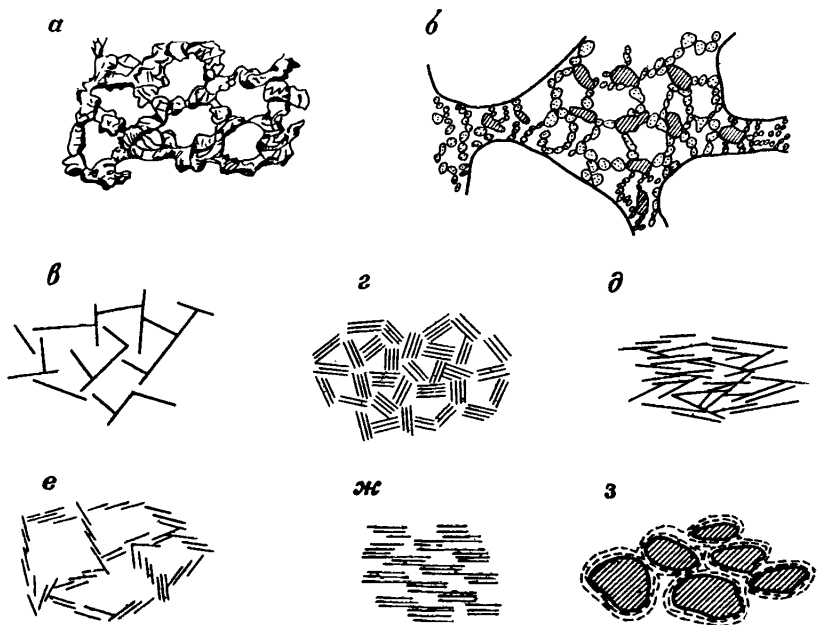


Рис. 1.5. Модели микроструктур глинистых осадков и слаблитифицированных глин

А. Казагранде в 1932 г. рассмотрел аналогичную модель микроструктуры для полидисперсного осадка, в котором наряду с глинистыми частицами присутствуют пылеватые и песчаные зерна. Глинистые частицы в такой микроструктуре заполняют пространство между крупными зернами, образуя мелкоячеистую сетку (см. рис. 1.5, б). Подобную же модель, названную хлопьевидно-ячеистой, описал в 1936 г. М. М. Филатов.

В 1926 г. В. Гольдшмидт высказал предположение, что в молодых глинистых осадках возможно образование сплошной однородной структурной сетки за счет взаимодействия индивидуальных глинистых частиц по типу «карточного домика» (см. рис. 1.5, в).

В 1950-х гг. началось изучение влияния различных физико-химических факторов на формирование структуры глин. На основании теории двойного электрического слоя рассматривались условия агрегирования частиц в растворах различной концентрации и развитие процессов структурообразования. В 1958 г. Т. Лэмб отметил возможность формирования трех типов микроструктур в зависимости от солёности бассейна осадконакопления. Для осадков пресноводных бассейнов он предложил модель, аналогичную модели «карточного домика» Гольдшмидта (см. рис. 1.5, в). В морских бассейнах с повышенным содержанием солей, по представлениям Т. Лэмба, образуется более сложная микроструктура, в которой частицы взаимодействуют не только по типам базис — скол и скол — скол, но и по типу базис — базис (см. рис. 1.5, г). Позднее Р. Слоане и Т. Келл предложили для этой модели название «книжный домик». Для бассейнов с невысокой концентрацией солей (солончатая среда) Т. Лэмбом предложена модель диспергированной микроструктуры, образованной индивидуальными частицами при их субпараллельном и параллельном расположении (см. рис. 1.5, д). Такая компоновка частиц возможна в условиях наибольшей их стабилизации гидратными пленками и взаимодействия по типу базис — базис или базис — скол под небольшим углом.

Х. ван Олфен в 1963 г. рассмотрел теоретически возможные варианты взаимодействия глинистых частиц в различных физико-химических условиях и предложил для названия микроструктур использовать следующие термины: диспергированная, агрегированная, флокулированная.

В 1971 г. Н. О'Брайен опубликовал статью, в которой описывалась трехмерная модель каолинового осадка, получившая название «ступенчатый карточный домик» (см. рис. 1.5, е). Еще раньше И. В. Попов ввел понятие «крипоструктура» для каолинита, подвергшегося уплотнению или другим деформациям. Характерной особенностью этой модели была хорошая ориентировка всего глинистого материала и преобладание контактов типа базис — базис не только внутри микроагрегатов, но и между ними (см. рис. 1.5, ж). П. Смарт подобную микроструктуру назвал полностью ориентированной, или стопчатой.

А. К. Ларионов (1968 г.), а затем Д. Дадлей (1970 г.) отмечали наличие глинистой «рубашки» вокруг песчаных зерен, находящихся в глинах. В связи с этим Д. Дадлей предложил модель для глинистых пород с высоким содержанием песчаного материала, в которой контакты между зернами осуществлялись через глинистые «рубашки» (см. рис. 1.5, з).

Многие рассмотренные выше модели были разработаны на основании умозрительных представлений их авторов или данных оптической микроскопии. Экспериментальная проверка их стала возможной только с развитием просвечивающей, а затем растровой электронной микроскопии. Так, в 1959 г. И. Розенквист опубликовал фотографии, показывающие существование у молодых норвежских глин микроструктуры «карточного домика»; в дальнейшем П. Смарт и Л. Барден установили, что в природных глинах этот тип микроструктуры встречается исключительно редко. Р. Пуш, Ф. Боулез, В. И. Осипов и В. Н. Соколов подтвердили возможность образования у глинистых осадков ячеистой микроструктуры. При этом Р. Пуш отмечал, что осадки пресных водоемов имеют более мелкаячеистую микроструктуру и меньшие агрегаты, чем осадки морских бассейнов. Фотографии типичной доменной микроструктуры были опубликованы К. Товейем.

Описанные модели разрабатывались в основном для молодых осадков и слаболитифицированных глин. Они не охватывают всего многообразия микроструктур природных глинистых пород различного возраста, генезиса и степени литификации. Работы Л. Бардена, К. Коллинса, А. Макгауна, Б. Грабовской-Ольшевской, В. И. Осипова и В. Н. Соколова [6], П. Смarta и К. Товейя [46, 47] и многих других свидетельствуют о том, что микроструктуры природных глин намного разнообразнее и сложнее.

Особенно следует отметить работу К. Коллинса и А. Макгауна, изучивших глинистые отложения различного генезиса и описавших разнообразные состояния глинистого вещества в этих породах. В предложенных ими моделях глинистый материал может находиться в нескольких состояниях: 1) в виде беспорядочных скоплений, играющих роль связок или мостиков на контактах между пылеватыми и песчаными зернами (рис. 1.6, а); 2) в виде анизометричных глинистых агрегатов с нечеткими контурами, образующих ячеистую микроструктуру вместе с зернами, связанными глинистыми «мостиками» (см. рис. 1.6, б), или без них (см. рис. 1.6, в); 3) в виде глинистых изометричных агрегатов с четкими контурами, взаимодействующих с пылевыми и песчаными зернами (см. рис. 1.6, г) или с неагрегированной глинистой массой (см. рис. 1.6, д); 4) в виде анизометричных агрегатов, вытянутых во взаимно переплетающиеся ленты и пучки (см. рис. 1.6, е); 5) в виде сплошной глинистой матрицы, в которую погружены отдельные песчаные и пылеватые зерна или их скопления (см. рис. 1.6, ж); 6) в виде «рубашек» на

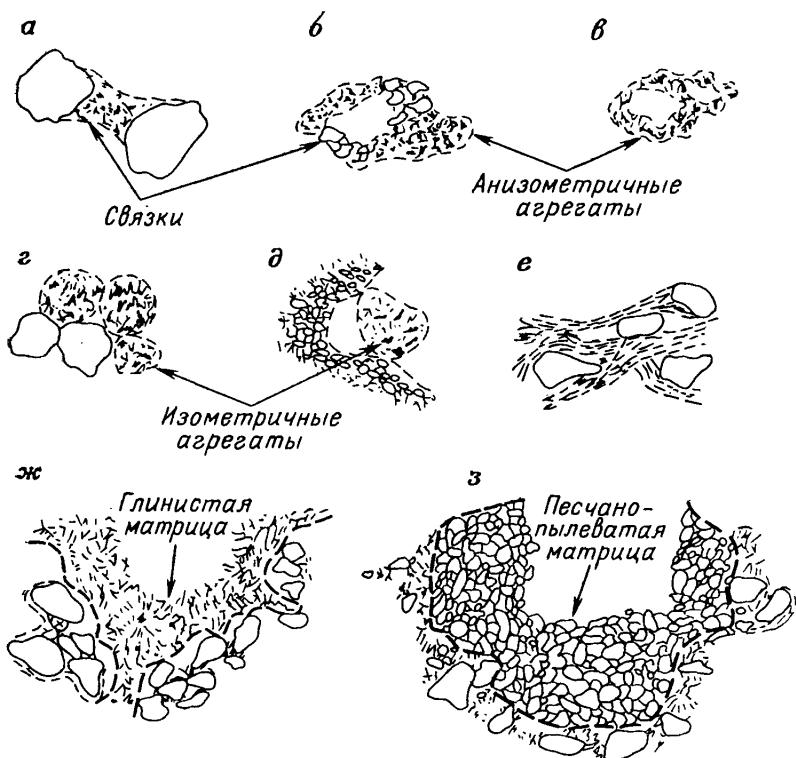


Рис. 1.6. Характер распределения тонкодисперсного материала в глинистых породах (по К. Коллинсу и А. Макгауну)

на поверхности песчаных и пылеватых зерен, образующих сплошную песчано-пылеватую матрицу (см. рис. 1.6, з). При этом отмечалось, что внутри агрегатов характер взаимодействия глинистых частиц может быть самым различным. Было установлено также, что для чувствительных глин характерна микроструктура с преобладанием глинистой матрицы (см. рис. 1.6, ж), внутри которой частицы взаимодействуют преимущественно по типу «книжного домика» и «ступенчатого карточного домика», а также микроструктуры с глинистыми связками (см. рис. 1.6, а) и с агрегатами неправильной формы (см. рис. 1.6, б, в). У просадочных пород глинистое вещество находится в виде «рубашек» на песчаных зернах и преобладает микроструктура в виде пылеватой матрицы (см. рис. 1.6, з) или с упорядоченными изометричными агрегатами (см. рис. 1.6, г, д). Для сильно набухающих глин характерна микроструктура с глинистой матрицей (см. рис. 1.6, ж).

В 1979 г. Е. М. Сергеев и Б. Грабовска-Ольшевская, В. И. Осипов и В. Н. Соколов [33] провели анализ более 300 образцов глинистых пород, отобранных на территории СССР и

ПНР, и предложили ряд моделей их микроструктур (рис. 1.7). При выделении типов микроструктур они исходили из наиболее характерных из морфометрических и геометрических особенностей, таких как содержание глинистого материала и характер его нахождения в породе (агрегированное, диспергированное или в виде «рубашек» на обломочных зернах), взаимоотношение глинистого и обломочного материала, ориентация структурных элементов и характер их контактов, степень уплотненности структуры, особенности ее порового пространства и т. д.

При выделении типов микроструктур использовался ряд моделей, предложенных ранее и получивших подтверждение на микроснимках природных глинистых образований. Например, ячеистая микроструктура соответствует представлениям К. Терцаги и А. Казагранде, а доменная — описанию Л. Айлмора и И. Куирка. Поскольку для остальных типов микроструктур не было найдено аналогов среди существующих моделей, то были предложены новые названия, которые ранее в литературе не использовались или же в них вкладывался другой смысл. Так были введены понятия скелетной, или зернистой; матричной; ламинарной; турбулентной; псевдоглобулярной и губчатой микроструктур.

Для глинистых пород осадочного происхождения различного возраста, генезиса и степени литификации выделено пять основных типов микроструктур: ячеистая; скелетная, или зернистая; матричная; турбулентная и ламинарная.

Ячеистая микроструктура образуется крупными уплотненными микроагрегатами, контактирующими между собой по типу базис — базис и базис — скол с образованием замкнутых изометричных межмикроагрегатных пор размером 2—12 мкм. Наличие равномерно распределенных крупных пор придает микроструктуре отчетливо выраженный ячеистый вид (см. рис. 1.7, а). Микроагрегаты, слагающие стенки ячеек, в местах контактов, как правило, срстаются, и выделить их границы не представляется возможным. Глинистое вещество внутри микроагрегатов взаимодействует преимущественно по типу базис — базис или базис — скол под небольшим углом наклона. Преоб-

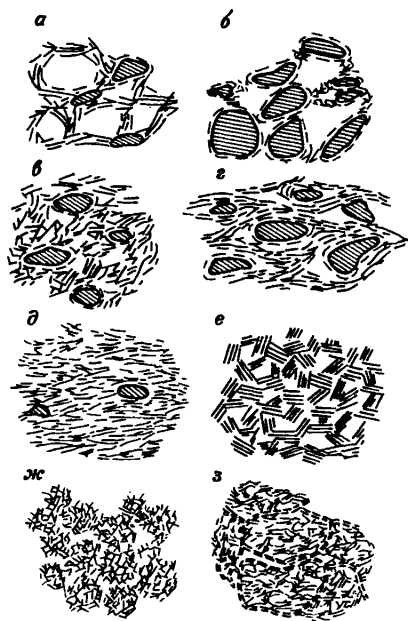


Рис. 1.7. Модели микроструктур глинистых пород [6]

ладают контакты коагуляционного типа. Межультрамикроагрегатные поры имеют щелевидную форму и ширину до 0,3 мкм. Первичные песчаные и пылеватые зерна часто покрыты глинистыми «рубашками» и равномерно распределены в микроструктуре. При этом их непосредственные взаимодействия (зерно — зерно) обычно отсутствуют. Характерно значительное количество неразложившихся органических остатков и обломков скелетов диатомей, кокколитофорид и раковин фораминифер.

Ячеистая микроструктура характерна для молодых осадков главным образом монтмориллонит-гидролюдистого состава, содержащих значительное количество глинистых частиц (не менее 30 %). Породы с такой микроструктурой отличаются высокой общей пористостью, достигающей 80 %, и влажностью, изменяющейся в пределах 55—300 %, скрытотекучей консистенцией, высокой сжимаемостью даже под небольшими нагрузками, отсутствием анизотропии физико-механических свойств, ярко выраженной тиксотропией.

Скелетная, или зернистая, микроструктура сложена в основном зернами первичных минералов, формирующих однородный минеральный «скелет»; глинистый материал распределен неравномерно и не создает сплошной матрицы: обычно он скапливается на поверхности зерен в виде сплошных «рубашек» или на контактах песчаных и пылеватых зерен, образуя между ними своеобразные глинистые связки и «мостики» (см. рис. 1.7, б) с контактами коагуляционного типа между глинистыми частицами. Взаимодействие глинистых частиц внутри «мостиков» идет по типу базис — скол — скол — базис, реже базис — базис. Благодаря равномерному распределению зерен первичных минералов скелетная микроструктура выглядит изотропной, равномернопористой с преобладанием изометричных межзернистых, щелевидных и клиновидных межультрамикроагрегатных пор. Размер межзернистых пор определяется размером зерен. Общая пористость составляет 40—60 %.

Скелетную микроструктуру имеют глинистые отложения различного минерального состава (чаще всего гидрослюдистые), содержащие значительное количество пылеватых зерен (40—60 %) и относительно небольшое количество глинистых частиц (10—30 %). Для этой микроструктуры характерна значительная сжимаемость и низкая динамическая устойчивость: в условиях полного водонасыщения она проявляет типичные плавунные свойства, обусловленные низкой прочностью глинистых «мостиков» на контактах зерен. Анизотропия свойств не наблюдается.

Матричная микроструктура характеризуется наличием сплошной неориентированной глинистой массы (матрицы), в которой содержатся беспорядочно расположенные пылеватые и песчаные зерна, не контактирующие между собой. Глинистое вещество агрегировано и находится в виде ультрамикроагрегатов и микроагрегатов (см. рис. 1.7, в). Характер контактирования глинистых частиц внутри ультрамикроагрегатов зависит от

степени уплотненности породы и физико-химических условий среды, в которой она находится. Преобладают контакты типа базис — скол под небольшими углами, коагуляционного, переходного и смешанного (коагуляционные и фазовые) типов. Зерна первичных минералов могут иметь глинистую «рубашку» или оставаться «чистыми». Общая пористость микроструктуры 30—50 %. Форма пор меняется от анизометричных (межультрамикрoагрегатные), ширина которых достигает 1 мкм, до изометричных (межмикрoагрегатные), размер которых достигает нескольких микрометров.

Матричная микроструктура чаще всего встречается у пород гидрослюдистого и смешаннослойного состава, содержащих не менее 15 % глинистых частиц (при сравнительно небольшом количестве пылеватой фракции) и имеющих слабую и среднюю степень уплотнения. Породы обладают пластичной, реже полутвердой, консистенцией, средней сжимаемостью; анизотропия физических и физико-механических свойств отсутствует или выражена слабо.

Турбулентная микроструктура образуется анизометричными (листообразными) уплотненными микроагрегатами, ориентированными по напластованию. Микроагрегаты «обтекают» песчаные и пылеватые зерна, покрытые глинистыми «рубашками», создавая локальные «завихрения», что придает микроструктуре вид застывшего турбулентного потока (см. рис. 1.7, з). Глинистые частицы внутри ультрамикрoагрегатов и ультрамикрoагрегаты взаимодействуют между собой в основном по типу базис — базис и базис — скол под небольшим углом с формированием переходных и фазовых контактов. Поровое пространство представлено междультрамикрoагрегатными и межмикрoагрегатными порами, вытянутыми по напластованию и имеющими явно выраженную щелевидную форму; ширина пор изменяется от долей до нескольких микрометров. Наряду с щелевидными встречаются отдельные изометричные межмикрoагрегатные поры размером до 15 мкм. Общая пористость 30—50 %.

Породы с турбулентной микроструктурой наиболее часто встречаются среди отложений различного минерального состава, имеющих среднюю и высокую степень уплотнения, для которых наряду со значительным содержанием глинистого материала (не менее 15 %) характерно наличие крупной пыли и мелкого песка. Такие породы обладают полутвердой и твердой консистенцией, средней и слабой сжимаемостью, для них типична отчетливо выраженная анизотропия физических и физико-механических свойств.

Ламинарная микроструктура отличается хорошей сортировкой структурных элементов по размеру и высокой степени их ориентации по напластованию, что придает ей вид ламинарного потока (см. рис. 1.7, д). Глинистое вещество распределено равномерно, слабо агрегировано, границы между микроагрегатами отсутствуют. Контакт между отдельными частицами

и микроагрегатами осуществляется по типу базис — базис, реже базис — скол. По характеру контакты самого различного типа — от коагуляционных до фазовых. Первичные зерна очень редки и рассеяны в породе. В сильнолитифицированных разновидностях пород (глины, аргиллиты, алевролиты и сланцы) наблюдается заметное укрупнение кристаллов глинистых минералов. Поровое пространство ламинарных микроструктур достаточно однородно и представлено в основном межультрамикроагрегатными и межмикроагрегатными порами щелевидной и клиновидной формы, вытянутыми по напластованию. Минимальный поперечник поры не превышает 2 мкм, а длина иногда достигает 20 мкм. Величина общей пористости изменяется в широких пределах: от 50 (глины) до 5 % (аргиллиты и сланцы). Как и в турбулентной микроструктуре, поры открыты по напластованию и закрыты по нормальному к нему направлению.

Ламинарная микроструктура характерна для глинистых пород различного минерального состава с высоким содержанием глинистого материала (не менее 40 % частиц мельче 1 мкм). Степень уплотнения пород изменяется от средней до высокой, консистенция — от пластичной до твердой. Показатели прочности и других свойств изменяются в широких пределах; наблюдается отчетливо выраженная анизотропия этих свойств.

Кроме описанных выше пяти типов микроструктур среди осадочных образований встречаются породы с микроструктурами переходного типа, такими как скелетно-матричная, матрично-турбулентная и др., для которых характерно наличие участков с выраженными особенностями одной или другой микроструктуры. Образование таких микроструктур связано с различным распределением и неравномерным уплотнением песчаноглинистого материала или с переходом от одной микроструктуры при литогенезе к другой (например, от матричной к турбулентной).

Для большинства описанных микроструктур отмечается достаточно четкая взаимосвязь их особенностей с условиями образования и степенью литификации. Так, ячеистая микроструктура является преимущественно сингенетической (формируется в процессе осадкообразования) и характерна для молодых глинистых осадков, но в некоторых случаях такую микроструктуру имеют разуплотненные набухшие глины. Турбулентная, ламинарная и матричная микроструктуры относятся преимущественно к постгенетическим, т. е. образуются на стадиях диагенеза и катагенеза глинистых пород прежде всего под влиянием их гравитационного уплотнения. Наконец, скелетная (зернистая) микроструктура может быть как сингенетической, так и постгенетической.

Отмечается также определенная связь типов микроструктур с их генезисом. Так, ячеистая микроструктура типична для морских и озерных осадков; скелетная — для аллювиальных и водно-ледниковых образований; матричная — для аллювиальных и

ледниковых глин, испытавших континентальный или ледовый литогенез; турбулентная — для морских образований, прошедших субаквальный литогенез; ламинарная — для водно-ледниковых отложений, а также сильнолитифицированных в субаквальных условиях морских образований.

С условиями формирования выделенных микроструктур тесно связан такой их признак, как ориентация глинистого материала. Ячеистая, скелетная и матричная микроструктуры характеризуются отсутствием или слабо выраженной ориентацией, а ламинарная и турбулентная — высокой ориентацией структурных элементов.

Наряду с рассмотренными выше микроструктурами осадочных пород было выделено три микроструктуры глинистых пород элювиального происхождения — доменная, псевдоглобулярная и губчатая.

Доменная микроструктура образуется крупными микроагрегатами (домёнами), имеющими форму стопок, сложенных аксиально ориентированными кристаллами каолинита (см. рис. 1.7, *е*). В то же время взаимная ориентация домёнов отсутствует, поэтому в целом эта микроструктура изотропная и неориентированная. Домёны взаимодействуют между собой по типу базис — скол и скол — скол. Энергетические типы контактов различные — от коагуляционных (в зонах глубокого изменения материнских пород) до смешанных и фазовых (в зонах с менее глубоким изменением материнских пород). Поровое пространство представлено порами трех типов: крупными межмикроагрегатными (междомёнными), обычно изометричными, размером от 2 до 8 мкм, и более мелкими межчастичными и межультрамикроагрегатными, щелевидной, иногда клиновидной формы, имеющими в местах наибольшего раскрытия ширину не более 0,3 мкм. Общая пористость изменяется от 37 до 47 %.

Доменная микроструктура характерна исключительно для элювиальных, реже для переотложенных каолинитовых глин, у которых образование специфических микроагрегатов (домёнов) связано с выветриванием зерен полевых шпатов. Большинство каолинов с доменной микроструктурой обладает тугопластичной и полутвердой консистенцией, средней прочностью; анизотропия прочностных и деформационных свойств отсутствует.

Псевдоглобулярная микроструктура образуется микроагрегатами глобулярной формы (см. рис. 1.7, *ж*). Глобулы состоят из листоватых частиц, контактирующих по типу базис — базис или базис — скол (под разными углами) с формированием характерных «бутонов». Размер глобул изменяется от 5 до 20 мкм. Ориентация глинистого материала отсутствует. Поровое пространство представлено межагрегатными (межглобулярными) изометричными порами размером до 15 мкм, а также межмикроагрегатными и межультрамикроагрегатными изометричными или щелевидными.

Такая микроструктура формируется при выветривании богатых железом магматических и метаморфических пород с образованием в зоне конечных продуктов железосодержащих слоистых силикатов, в частности нонтронитов. Свойства глин с псевдоглобулярной микроструктурой изменяются в широких пределах и зависят от степеней выветрелости материнских пород. Анизотропия свойств отсутствует.

Губчатая микроструктура состоит из крупных агрегатов, размером до 80 мкм, сложенных листоватыми микроагрегатами, контактирующими по типу базис — скол и базис — базис с образованием однородной мелкоячеистой сплошной структурной сетки, напоминающей губку (см. рис. 1.7,з). Границы между агрегатами прослеживаются по микротрещинам в образце. Ориентация глинистого материала отсутствует. Преобладают межагрегатные (микротрещины) и межмикроагрегатные анизотричные поры. Максимальное сечение межмикроагрегатных пор достигает 3 мкм. Губчатая микроструктура встречается у монтмориллонитовых глин элювиального и гидротермального происхождения. Свойства ее определяются степенью выветрелости материнской породы. Анизотропия свойств отсутствует.

Глава 2 КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

2.1. КРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Глинистые породы являются полиминеральными образованиями, состоящими из большого числа различных минералов (преимущественно класса силикатов). Однако специфические свойства этих пород, в том числе и развитие в них процессов структурообразования, определяются присутствием глинистых минералов, поэтому рассмотрению кристаллического строения и поведения этих минералов в водной среде следует уделить особое внимание.

Глинистые минералы относятся к слоистым и слоисто-ленточным силикатам алюминия, железа и магния. В природных условиях они встречаются в виде тонкодисперсных кристаллов размером от сотых долей до нескольких микрометров. Частицы глинистых минералов имеют преимущественно пластинчатую форму, однако встречаются и удлиненные пластинки и полоски, а также трубчатые и волокнистые частицы. Морфология и размер частиц связаны с особенностями их кристаллической структуры.

Данные рентгенодифрактометрического анализа показывают, что кристалличность глинистых минералов варьирует в широких пределах — от хорошо до плохо окристаллизованных и струк-

турно неупорядоченных фаз, вплоть до аморфного состояния. Первые представления о кристаллическом строении слоистых силикатов были заложены в работах Л. Паулинга, У. Брега и Н. В. Белова. Наиболее полное обобщение последних данных по рентгенографии этих минералов дано в работе [38].

В основе кристаллического строения глинистых минералов лежат два типа структурных сеток. Первый сформирован кремнекислородными тетраэдрами, состоящими из атома кремния Si (в центре тетраэдра) и четырех равноудаленных атомов кислорода O, три из которых образуют основание тетраэдра, а четвертый является его вершиной. Расстояние между атомами кислорода в правильном тетраэдре равно 2,61 Å, а расстояние между Si и O составляет 1,61 Å; пространство, доступное для ионов в тетраэдрической координации, имеет размер 0,55 Å. Отдельные тетраэдры, соединяясь друг с другом, образуют неправильную двухмерную тетраэдрическую сетку. Соседние тетраэдры в сетке соединяются своими основаниями так, что в проекции на плоскость *ab* образуют правильную гексагональную ячейку, размер которой по оси *b* составляет 9,04 Å.

Другой тип структурной сетки сформирован октаэдрами, состоящими из шести атомов кислорода или гидроксидов. В центре октаэдров находятся атомы алюминия, железа или магния. Атомы кислорода образуют одну, а гидроксиды — другую крышки октаэдра, между которыми находится катион. Расстояние O—O в правильных октаэдрах равно 2,60 Å, а расстояние OH—OH — 2,94 Å; пространство, доступное для катиона в октаэдрической координации, составляет 0,61 Å. Октаэдры, соединяясь, формируют двухмерную октаэдрическую сетку, в которой соседние октаэдры имеют общее ребро, а кислородные атомы (гидроксиды) крышек октаэдров образуют две параллельные плоскости. В проекции на плоскость *ab* атомы кислорода крышек октаэдров в октаэдрической сетке также образуют гексагональные кольца со стороны гексагона, размер которой близок к размеру стороны тетраэдрической сетки.

Если в центре октаэдров располагаются трехвалентные атомы Al³⁺ и Fe³⁺, то, согласно правилу Паулинга об электронной структуре, они должны заполнять только 2/3 всех возможных позиций. Такая октаэдрическая сетка имеет структуру типа гиббсита Al₂(OH)₆. При присутствии в октаэдрах двухвалентных атомов (Mg²⁺, Fe²⁺ и др.) обычно заполняются все октаэдрические позиции. Структура октаэдрической сетки в этом случае аналогична бруситу Mg₃(OH)₆. В зависимости от характера заполнения катионных позиций в октаэдрической сетке глинистые минералы подразделяются на ди- и триоктаэдрические с октаэдрической сеткой соответственно гиббситового и бруситового типа. Параметр элементарной ячейки по оси *b* у гиббсита составляет 8,65 Å, а у брусита — 9,36 Å.

Благодаря близости размеров элементарных ячеек тетраэдрические и октаэдрические сетки легко совмещаются друг с

другом по оси c с образованием единого структурного слоя. В общей для этих сеток плоскости $2/3$ атомов связаны как с кремнием тетраэдров, так и с алюминием октаэдров, причем в этих позициях анионы октаэдрических сеток представлены атомами кислорода. Гидроксильные группы, занимающие оставшуюся $1/3$ позиций в этой плоскости, располагаются так, что находятся прямо под «дыркой» гексагональной ячейки атомов кислорода тетраэдрической сетки.

Структурный слой глинистых минералов может состоять из двух (тетраэдрической и октаэдрической), трех (двух тетраэдрических и октаэдрической) и четырех (двух тетраэдрических и двух октаэдрических сеток). Характер структурного слоя является важнейшим классификационным признаком глинистых минералов. В зависимости от строения элементарного слоя выделяют несколько типов глинистых минералов: минералы со структурным слоем типа $1:1$, $2:1$, $2:1:1$. Кроме того, в природе широко распространены так называемые смешаннослойные минералы, структура которых образуется упорядоченным или неупорядоченным чередованием двух или нескольких типов слоев.

В пределах каждого типа глинистых минералов в зависимости от характера взаимодействия структурных слоев и заполнения межслоевого пространства выделяют группы глинистых минералов. Так, среди минералов со структурным слоем типа $1:1$ выделяется группа каолинита; среди минералов со слоем типа $2:1$ — группы смектитов, гидрослюды и вермикулита; среди минералов со слоем типа $2:1:1$ — группа хлорита. Все минералы со смешанным чередованием слоев объединяют в одну минеральную группу смешаннослойных, так же как все минералы со слоисто-ленточной структурой — в группу палыгорскита-сепиолита.

Среди минералов группы каолинита наиболее распространены каолинит и галлуазит. Оба минерала имеют структуру типа $1:1$, т. е. их элементарный слой образован одной тетраэдрической сеткой и одной октаэдрической. Связь между слоями осуществляется за счет молекулярных и водородных сил, энергия которых превышает энергию гидратации межслоевого пространства, поэтому минералы этой группы не обладают внутрикristаллическим набуханием.

Каолинит представляет собой белое тонкокристаллическое вещество со структурной формулой $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ и следующим химическим составом (в %): SiO_2 46,54; Al_2O_3 39,50; H_2O 13,96. Тетраэдрические позиции в структуре каолинита заполнены катионом Si^{4+} , а октаэдрические — катионом Al^{3+} . По характеру заполнения октаэдрического слоя каолинит относится к диоктаэдрическим минералам. Ф. Бредли, В. А. Дриц, А. А. Кашаев и Б. Б. Звягин при детальных рентгеновских и электронно-графических исследованиях установили триклинную структуру каолинита со следующими параметрами кристаллической решетки: $a=5,14$ А; $b=8,93$ А; $c=7,37$ А; $\alpha=91,6^\circ$; $\beta=104,8^\circ$; $\gamma=90^\circ$. При

снижении степени совершенства кристаллической решетки структура каолинита может переходить в моноклинную.

Под электронным микроскопом каолинит диагностируется по псевдогексагональной форме его кристаллов с четко выраженными всеми или несколькими гранями и углами шестигранника. Кристаллы каолиновых кристаллов четкие, длина их колеблется от 0,1 до 4 мкм, а толщина — от 0,05 до 2 мкм. Встречаются также менее раскристаллизованные частицы каолинита с изометрично-пластинчатой формой и менее четкими очертаниями кристаллов, диагностика которых под электронным микроскопом затруднительна. Удельная поверхность каолинита изменяется в пределах 10—20 м²/г.

Галлуазит отличается от каолинита прежде всего наличием молекул воды между структурными слоями. В зависимости от количества межслоевой воды различают две разновидности галлуазита: 1) гидрогаллуазит — водная форма галлуазита $Al_2O_3 \times 2SiO_2 \cdot nH_2O$ ($n=4$); 2) дегидратированный (безводный) галлуазит ($n=2$).

Гидрогаллуазит при нагревании до температуры 60 °С легко теряет значительную часть воды и переходит в метagalлуазит — метастабильную форму, обладающую устойчивостью в определенном интервале температур. Считается, что метagalлуазит состоит из беспорядочно чередующихся гидратированных и негидратированных слоев: в среднем на каждые 8—10 каолиновых слоев приходится примерно один слой молекул воды. При дальнейшем нагревании гидрогаллуазита до 400 °С происходит полное удаление молекул воды с образованием дегидратированного галлуазита.

Вследствие неупорядоченного строения галлуазит трудно поддается детальным структурным исследованиям. По данным Б. Б. Звягина, ячейка дегидратированного галлуазита имеет моноклинное строение и состоит из двух каолиновых слоев. Параметры структурной ячейки неодинаковы в кислородной и гидроксильной плоскостях: ширина ячейки в первой равна 5,14 Å, а во второй — 5,06 Å; длина ячейки составляет соответственно 8,93 и 8,62 Å.

Достаточно надежно галлуазит диагностируется под электронным микроскопом. В отличие от каолинита, кристаллы галлуазита имеют не псевдогексагональную, а трубчатую форму. Большинство авторов считают, что специфическая трубчатая форма кристаллов галлуазита возникает из-за несоответствия размеров тетраэдрической и октаэдрической сеток, приводящего к появлению напряжений внутри слоя и его изгибу. Диаметр трубок изменяется от 0,05 до 0,20 мкм, а длина может достигать нескольких микрометров. Удельная поверхность галлуазита составляет 35—70 м²/г.

Среди минералов группы смектитов наиболее распространен монтмориллонит, имеющий элементарный структурный слой типа 2: 1.

Монтмориллонит — тонкодисперсный минерал белого, иногда розоватого или зеленоватого цвета. Кристаллохимическая формула идеальных диоктаэдрических смектитов имеет вид $\text{Si}_8\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, что отвечает следующему среднему химическому составу (в %): SiO_2 66,7; Al_2O_3 28,3; H_2O 5. Однако состав природных монтмориллонитов всегда отличается от теоретического состава вследствие изоморфных замещений кремния в тетраэдрической сетке на алюминий и алюминия в октаэдрическом слое на железо, магний, цинк, литий и т. д.

Связь между структурными слоями монтмориллонита осуществляется за счет молекулярных сил и катионов, находящихся в межслоевом пространстве. Однако эта связь оказывается недостаточной, чтобы противостоять гидратации межслоевого пространства, поэтому структура монтмориллонита обладает внутрикристаллическим набуханием. Вследствие внутрикристаллического набухания межплоскостное расстояние в структуре монтмориллонита может изменяться в больших пределах в зависимости от влажности и состава межслоевого комплекса. Так, в воздушно-сухом состоянии Ba^{+} -, Na^{+} - и Li^{+} -формы монтмориллонита имеют межплоскостные расстояния близкие к 12,4 Å, а Ca^{2+} - и Mg^{2+} -формы — близкие к 15,5 Å.

Исследования, проведенные Б. Б. Звягиным, позволили сделать вывод, что наложение структурных слоев у монтмориллонита идет без какой-либо периодичности в направлениях осей a и b . Это приводит к образованию моноклинной структуры, параметры элементарной ячейки которой зависят от химического состава и степени гидратации межслоевого пространства.

Под электронным микроскопом обычно наблюдаются не отдельные частицы монтмориллонита, а их ультрамикроагрегаты и микроагрегаты, размер и морфология которых в значительной степени зависят от состава обменных катионов. Так, Na^{+} -монтмориллониты дают на микрофотографиях сплошной серый фон различной плотности, на котором едва выделяются контуры отдельных частиц. Размер первичных частиц в этом случае, по видимому, не превышает 30 нм. Монтмориллониты, содержащие катион кальция в обменном комплексе, дают другую картину: частицы образуют крупные, плотные микроагрегаты различной конфигурации, часто с четкими контурами. Удельная поверхность монтмориллонита исключительно велика: она составляет обычно 700—840 м²/г. При этом удельная поверхность внешних граней кристаллов равна 50—120 м²/г, а остальная поверхность формируется за счет внутрикристаллических плоскостей, доступных для смачивания водой или другими полярными жидкостями.

Среди группы гидрослюдистых минералов выделяют два минеральных типа: гидрослюду и ее железистый аналог — глауконит.

В термодинамических условиях верхней зоны земной коры гидрослюда обладает высокой стабильностью, что определяет ее

широкое распространение среди осадочных пород. В то же время в природных условиях она очень редко встречается в мономинеральной форме, что усложняет ее детальное кристаллохимическое исследование. Поэтому строение гидрослюда обычно устанавливают на основе исследования мусковита $K_2(Si_6Al_2) \times Al_4O_{20}(OH)_4$ и биотита $K_2(Si_6Al_2)(Mg, Fe)_6O_{20}(OH)_4$, что вполне допустимо вследствие близости структуры гидрослюда и обычных слюд.

Структура слюд, подобно структуре монтмориллонита, состоит из двух тетраэдрических слоев и одного октаэдрического. Последний может иметь диоктаэдрическое (мусковит) и триоктаэдрическое (биотит) заполнение. Октаэдрические позиции у мусковита заполнены в основном Al^{3+} , а у биотита — широким рядом изоморфно замещаемых катионов Al^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} . В тетраэдрической сетке мусковита и биотита каждый четвертый атом Si^{4+} изоморфно замещен Al^{3+} . Возникающий при этом дефицит положительных зарядов компенсируется крупным катионом K^+ , входящим в межслоевое пространство и располагающимся там в углублениях гексагональных ячеек, образованных кислородными атомами оснований тетраэдров из смежных слоев.

Связь между слоями осуществляется за счет молекулярных сил и катионов K^+ . Энергия связи достаточна, чтобы противостоять гидратации межслоевого пространства, поэтому гидрослюда, как правило, не проявляют внутрискристаллического набухания.

Гидрослюда отличается от мусковита и биотита меньшей степенью замещений Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрических сетках, поэтому молекулярное отношение кремнезема и глинозема у гидрослюда выше, чем у слюд. В межслоевой комплекс гидрослюд наряду с K^+ могут входить катионы Ca^{2+} , Mg^{2+} и H^+ . Для гидрослюд характерны многочисленные политипные превращения. Согласно данным Б. Б. Звягина, большинство гидрослюд относится к минералам с моноклинной и псевдомоноклинной симметрией, хотя и не исключены модификации с тригональной симметрией. Параметры a и b элементарной ячейки гидрослюда близки к аналогичным параметрам монтмориллонита и обычно составляют 5,18 и 8,96 Å соответственно.

На микрофотографиях частицы гидрослюда имеют вид удлиненных или изометричных пластинок; некоторые частицы имеют форму, близкую к гексагональной. Длина кристаллов изменяется от 0,1 до нескольких микрометров, а толщина — от 3 нм до долей микрометров. Благодаря специфической форме и четким очертаниям гидрослюда легко отличается от минералов группы каолинита и монтмориллонита. Значительно сложнее диагностика гидрослюда в ее ассоциациях с минералами групп вермикулита и хлорита, а также обломками крупнокристаллической слюды, частицы которых по своей форме и очертаниям сходны

с частицами гидрослюды. Удельная поверхность гидрослюды составляет 65—100 м²/г.

Глауконит, являясь аналогом гидрослюды, отличается от нее химическим составом; для него характерно высокое содержание железа вследствие почти полного замещения Al³⁺ в октаэдрических слоях на Fe³⁺, Fe²⁺ и Mg²⁺.

Из-за близости структур гидрослюды и глауконита диагностика последнего рентгеновским методом затруднительна, поэтому чаще всего присутствие глауконита устанавливают по электронным микрофотографиям. Частицы глауконита образуют глобулярные микроагрегаты, хорошо различимые под электронным микроскопом и позволяющие легко определять этот минерал в его ассоциациях.

Из минералов группы вермикулита в глинистых породах встречаются тонкодисперсные вермикулиты, подразделяющиеся по характеру заполнения октаэдрического пространства на ди- и триоктаэдрические. Структура вермикулитов, так же как структура монтмориллонита и гидрослюды, состоит из двух тетраэдрических сеток и одной октаэдрической, между которыми находятся два слоя молекул воды толщиной 4,98 Å. Принято считать, что вода в межпакетном пространстве вермикулита находится в виде двухслойной сетки с расположенными в ней в октаэдрической координации обменными катионами Mg²⁺. Молекулы воды формируют гексагональную сетку и геометрически хорошо накладываются на кислородную поверхность тетраэдрического слоя вермикулита.

Приближенная структурная формула вермикулита имеет следующий вид: Mg_{0,35}·4,5H₂O(Al, Si)₄Mg₃O₁₀(OH)₂. Величина отношения Al:Si в тетраэдрическом слое обычно колеблется от 1:2 до 1:3. Межслоевой комплекс представлен катионами Mg²⁺, реже Ca²⁺, Na⁺ и H⁺. Данные структурных исследований показывают, что у вермикулитов наблюдается упорядоченное смещение слоев в направлении оси *a* и менее упорядоченное — в направлении оси *b*. Структурная ячейка вермикулита имеет следующие размеры: *a* = 5,34 Å; *b* = 9,20 Å; *c* = 28,91 Å; β = 93,15°.

На снимках под электронным микроскопом частицы вермикулита трудно отличить от частиц слюд и хлоритов, поэтому электронно-микроскопическая диагностика его в ассоциациях со слюдистыми минералами весьма затруднительна. Удельная поверхность вермикулитов очень велика и может достигать 870 м²/г, причем на долю внешних граней кристаллов приходится 40—80 м²/г.

Минералы группы хлорита встречаются в глинистых породах в виде тонких чешуек зеленоватого цвета. Структура хлоритов состоит из слюдоподобных слоев, чередующихся с бруситовыми слоями. В слюдоподобных слоях октаэдрические позиции, как правило, заполнены Mg²⁺ и Al³⁺, а тетраэдрические — Si⁴⁺ и Al³⁺. По характеру заполнения октаэдрических се-

ток хлориты могут быть ди- и триоктаэдрическими. Бруситовый слой в хлорите несколько тоньше, чем октаэдрический в структурном слое типа 2:1. Каждый шестой атом Mg^{2+} в нем заменен на Al^{3+} . Связь между слоями достаточно прочная за счет действия молекулярных, водородных и электростатических сил между отрицательно заряженными слоями гидрослюдистого типа и положительно заряженным бруситовым слоем.

Из-за широко развитого изоморфизма химический состав хлоритов весьма разнообразен. Слюдоподобные слои его обычно имеют следующий состав: $(SiAl)_8(MgFe)_6O_{20}(OH)_4$, а бруситовые слои — $(MgAl)_6(OH)_{12}$. Согласно данным Б. Б. Звягина, чередующиеся слои в структуре хлоритов беспорядочно смещены друг относительно друга в направлении оси b , поэтому большинство хлоритов имеет моноклинную симметрию с параметрами структурной ячейки $a=5,3 \text{ \AA}$; $b=9,3 \text{ \AA}$; $c=28,52 \text{ \AA}$; $\beta=97,8^\circ$.

Группа смешаннослойных минералов является одной из наиболее распространенных среди глинистых пород. Так, по данным Х. Уивера, 70 % всех изученных им образцов осадочных пород различного возраста содержат смешаннослойные образования. Наиболее часто встречается смешанное сочетание слоев гидрослюды и монтмориллонита, хлорита и вермикулита, гидрослюды и хлорита, монтмориллонита и вермикулита, монтмориллонита и хлорита. Известны также образования, которые, вероятно, представляют собой переслаивание слоев хлорита и каолинита, монтмориллонита и каолинита.

Существует два типа переслаивания в смешаннослойных образованиях — упорядоченное и неупорядоченное. В первом случае структуры представляют собой регулярное чередование по оси c структурных слоев различного типа, в то время как во втором случае переслаивание слоев определенного типа не является регулярным.

2.2. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ ЗАРЯД

Свойства глинистых минералов обусловлены не только кристаллохимическими особенностями их внешних граней, но и наличием заряда поверхности. Такой заряд в коллоидных системах может возникать как при изоморфных замещениях в кристаллической структуре и нарушении электронейтральности последней, так и при избирательной адсорбции ионов на поверхности частиц и образовании так называемого потенциалопределяющего слоя ионов. Оба механизма встречаются в глинистых минералах и определяют их энергетическое состояние в водной среде. Поверхностный заряд базисных поверхностей глинистых частиц зависит от изоморфных замещений, в то время как заряд боковых поверхностей обуславливается в основном диссоциацией соединений алюминия и образованием потенциалопределяющего слоя.

2.2.1. Изоморфные замещения и заряд базисных поверхностей

Изоморфизм — явление, которое широко развито у глинистых минералов и заключается в замещении одних катионов в структуре минерала другими. Изоморфизм развивается в процессе формирования глинистых минералов, а также на стадиях диagenеза и катагенеза глинистых пород, и является результатом постоянного приспособления слоистых силикатов к меняющимся термодинамическим и физико-химическим условиям их нахождения в земной коре. Взаимно замещаются катионы с близкими ионными радиусами, поэтому развитие изоморфизма не приводит к трансформации структуры минерала; изменяются только его химический состав и физико-химические свойства.

Различают изоморфизм двух типов: 1) изовалентный (стехиометрический), когда один ион замещается эквивалентным количеством другого иона той же валентности (например, Al^{3+} на Fe^{3+} или Cr^{3+}); 2) гетеровалентный (нестехиометрический), когда происходит замещение ионами другой валентности, обычно более низкой. Существуют два вида гетеровалентного изоморфизма. Для первого характерно то, что общий заряд слоя остается неизменным (например, на смену $2Al^{3+}$ приходят $3Mg^{2+}$). Такой вид замещений обычно сопровождается переходом минерала из диоктаэдрического в триоктаэдрический. При гетеровалентном изоморфизме второго вида сумма зарядов замещаемых и замещенных катионов неодинакова (например, при замене катиона Si^{4+} катионом Al^{3+} или Mg^{2+}). Превращения этого вида приводят к нарушению электронейтральности кристаллической структуры и появлению у нее избыточного структурного заряда. Точнее говоря, при таком изоморфизме идет поляризация анионов, непосредственно связанных с замещаемыми атомами. В результате кристаллы глинистых минералов приобретают отрицательный потенциал, величина и распределение которого, особенно на базисных поверхностях, находятся в прямой зависимости от характера изоморфных замещений.

Изоморфизм у каждого минерала имеет специфический характер и обуславливает существенные различия в свойствах минералов, обладающих одним и тем же типом кристаллического строения. Наименьшую склонность к изоморфизму проявляют минералы группы каолинита. Большинство исследователей считают, что изоморфные замещения у каолинитов полностью отсутствуют или идут ограниченно и не фиксируются существующими аналитическими методами.

В отличие от каолинитов, минералы со структурой 2:1 характеризуются большим разнообразием изоморфизма, причем как в тетраэдрических, так и октаэдрических сетках: в первых Si^{4+} обычно замещается на Al^{3+} , а во вторых Al^{3+} на Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Cr^{3+} , Zn^{2+} , Li^{+} и др. С этим, как уже отмечалось, связано непостоянство химического состава таких минералов, как гидродролюда, монтмориллонит, вермикулит и др.

Таблица 2.1

Минералы	Число проанализированных образцов	Заряд, $1,6 \cdot 10^{-19}$ Кл		
		тетраэдрический	октаэдрический	суммарный
Пирофиллит	4	0,02	0,03	0,05
Монтмориллонит	96	0,15	0,33	0,48
Нонтронит	15	0,45	0,08	0,53
Смешаннослойные (монтмориллонит — гидрослюда)	21	0,36	0,33	0,69
Гидрослюда	24	0,59	0,25	0,84
Глауконит	69	0,34	0,55	0,89
Мусковит	86	0,96	0,19	1,15

Для выяснения закономерностей развития изоморфизма у основных глинистых минералов и родственных им трехслойных силикатов было проведено обобщение имеющихся литературных данных более чем для 300 образцов со структурой типа 2:1 [21], средние значения тетраэдрического, октаэдрического и суммарного заряда (на 1/2 элементарной ячейки диоктаэдрических силикатов) которых приведены в табл. 2.1.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что наименьшей величиной структурного заряда обладает пирофиллит (0,05 элементарного электрического заряда на 1/2 ячейки). Средние значения зарядов для минералов группы смектитов монтмориллонита и нонтронита составляют соответственно 0,48 и 0,53. Несмотря на близкие значения общего заряда локализация его в структуре монтмориллонита и нонтронита существенно различается. У первого минерала изоморфные замещения приурочены в основном к октаэдрическим сеткам, где Al^{3+} замещается на Mg^{2+} и частично на Fe^{3+} и Fe^{2+} , а замещение тетраэдрического кремния на алюминий весьма незначительно. Поэтому большая часть структурного заряда монтмориллонита располагается в октаэдрических сетках (0,33), а меньшая (0,15) относится к тетраэдрическим сеткам. У нонтронита изоморфные замещения идут за счет нестехиометрического замещения Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрических сетках и стехиометрического замещения Al^{3+} на Fe^{3+} в октаэдрических. Поэтому большая часть заряда у нонтронита сосредоточена в тетраэдрических сетках (0,45), а заряд октаэдрических сеток составляет всего 0,08.

Смешаннослойные минералы типа монтмориллонит — гидрослюда имеют заряд слоя в пределах 0,55—0,85 (среднее значение 0,69). Увеличение общего структурного заряда у смешаннослойных минералов по сравнению с зарядом монтмориллонита связано в основном с изоморфными замещениями в тетраэдрических сетках. В целом распределение заряда в структуре этих минералов довольно равномерное: среднее значение заряда тетраэдрических и октаэдрических сеток составляет соответственно 0,36 и 0,33. Очевидно, что октаэдрический заряд смешаннослой-

ных минералов связан с монтмориллонитовыми слоями, а тетраэдрический — с гидрослюдистыми.

Для минералов группы гидрослюды (гидрослюда и глауконит) характерно широкое развитие изоморфизма. Величина слоевого заряда у гидрослюды изменяется от 0,7 до 1 (среднее 0,84), а у глауконита — от 0,65 до 1,05 (среднее 0,89). У большинства гидрослюд изоморфизм приурочен к тетраэдрическим сеткам и связан с замещениями Si^{4+} на Al^{3+} . У глауконитов, наоборот, наибольшее число замещений наблюдается в октаэдрических сетках и связано с вытеснением алюминия трех- и двухвалентным железом и магнием ($\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}$). В соответствии с этим структурный заряд сосредоточен у гидрослюды в основном в тетраэдрических сетках, а у глауконита в октаэдрических.

Расчеты показывают, что плотность заряда на базисных поверхностях гидрослюды в пересчете на 1 см^2 поверхности почти в 1,5 раза выше, чем у монтмориллонита [50].

Наиболее сильно изоморфные замещения развиты в диоктаэдрических слюдах — мусковитах, величина слоевого заряда которых изменяется от 0,9 до 1,4 (в среднем 1,15 на $1/2$ ячейки). Изоморфизм в мусковитах связан в основном с тетраэдрическими слоями, где почти каждый четвертый ион Si^{4+} замещается на Al^{3+} (среднее значение тетраэдрического заряда 0,96). В октаэдрических сетках мусковита изоморфные замещения встречаются значительно реже (среднее значение октаэдрического заряда 0,19).

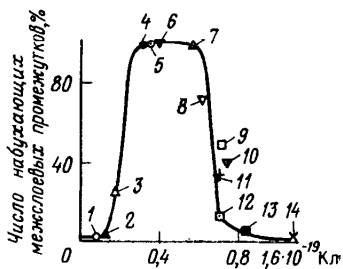
С величиной и характером изоморфизма у минералов со структурой 2 : 1 тесно связаны энергия взаимодействия их структурных слоев и внутрикристаллическое набухание. От последнего, как известно, зависят величина удельной поверхности и многие другие свойства минералов.

В основе внутрикристаллического набухания лежит баланс сил притяжения структурных слоев и расклинивающего давления между ними, возникающего при гидратации базисных поверхностей и катионов в межслоевом пространстве. Оба вида взаимодействия зависят от плотности структурного заряда базисных поверхностей: с ростом плотности этого заряда увеличиваются количество межслоевых катионов и энергия ионно-электростатической связи между слоями, одновременно возрастает и расклинивающее давление между слоями за счет гидратации катионов. Поэтому общая зависимость величины внутрикристаллического набухания глинистых минералов от их структурного заряда носит сложный характер.

Для изучения этой зависимости В. И. Осипов [21] провел специальные исследования Na-форм ряда природных диоктаэдрических минералов со структурой типа 2 : 1 с широким диапазоном изменения плотности заряда. Кроме того, он использовал несколько модифицированных минералов, полученных путем обработки монтмориллонита, гидрослюды и мусковита в расплаве

Рис. 2.1. Зависимость числа набухающих межслоевых промежутков у Na-форм диоктаэдрических слоистых силикатов со слоями типа 2:1 от величины структурного заряда на 1/2 ячейки:

1 — пиррофиллит; 2—4 — аскангель (2, 3 — модифицированный, 4 — природный); 5, 6 — монтмориллонит (5 — вайомингский, 6 — огланлынский); 7 — нонтронит липовский; 8—10 — гидрослюда береговская (8, 9 — модифицированная, 10 — природная); 11 — мусковит модифицированный; 12, 13 — гидрослюда (12 — иллинойская, 13 — железистая (Прибалтика)); 14 — мусковит природный



LiNO_3 по методике, описанной Д. Уайтом. В результате обработки удалось искусственно изменить величину заряда слоя исходных минералов и получить серию смешаннослойных образований типа монтмориллонит — пиррофиллит, гидрослюда — монтмориллонит, мусковит — гидрослюда с промежуточными значениями заряда. Все взятые образцы исследовались с помощью рентгенодифрактометрического метода и графиков прямого Фурье-преобразования, при этом находилось содержание (в процентах) набухающих межслоевых промежутков в структуре исследуемых минералов.

Анализ полученных данных, представленных в виде графика на рис. 2.1, показывает, что при значениях структурного заряда E от 0 до 0,12 на 1/2 ячейки исследованные силикаты не содержат набухающих прослоев. В интервале $E = 0,12-0,3$ развивается смешаннослойная фаза типа монтмориллонит — пиррофиллит, количество набухающих элементов у которой быстро возрастает с увеличением заряда и при $E \approx 0,3$ достигает 100%. Дальнейший рост заряда ($E > 0,6$) вновь приводит к появлению в структуре ненабухающих прослоев и образованию вначале смешаннослойного комплекса типа монтмориллонит — гидрослюда, а затем гидрослюды (при $E \approx 0,8-0,9$) и полностью ненабухающего мусковита ($E > 0,9$).

Установленные закономерности внутрикристаллического набухания минералов могут быть объяснены изменением природы межслоевых связей при изменении величины структурного заряда. При небольшом заряде слоя минерала и отсутствии межслоевых обменных катионов преобладают связи молекулярной природы (пиррофиллит), величина которых, благодаря максимальному сближению структурных слоев, достаточно высока, чтобы противостоять внутрикристаллическому набуханию. Увеличение структурного заряда приводит к появлению в межслоевых промежутках обменных катионов-компенсаторов и ионно-электростатических сил притяжения. Одновременно возрастает расстояние между слоями и уменьшается молекулярный компонент межслоевых связей. Последнее, а также высокая энергия гидратации катионов-компенсаторов приводят к появлению при $E > 0,12$ гидратируемых межслоевых промежутков. Число таких промежутков растет с увеличением заряда, и при $E \approx 0,3$ прак-

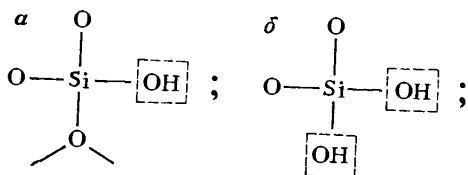
тически все межслоевые промежутки оказываются гидратируемыми. Дальнейшее повышение заряда ($E > 0,6$) приводит к постепенному росту ионно-электростатических сил притяжения между слоями, которые начинают преобладать над расклинивающими силами, что вызывает вначале частичное, а затем полное исчезновение набухающих прослоев в структуре силикатов. Образованию слюдястых минералов с ненабухающей структурой во многом способствуют фиксация ионов K^+ и переход их в необменный межслоевой комплекс.

Таким образом, с увеличением плотности структурного заряда удельная поверхность, а следовательно, и общая гидрофильность диоктаэдрических слоистых силикатов вначале растут, достигая максимального значения при плотности 0,3—0,6 элементарного заряда на 1/2 ячейки, а затем быстро падают. Исходя из этого принято считать, что монтмориллонит — наиболее гидрофильный, а пиррофиллит и слюды — наименее гидрофильные минералы. Следует заметить, что такое представление о гидрофильности глинистых минералов будет неверным, если перейти от общей гидрофильности, зависящей от удельной поверхности системы, к удельной, характеризующей способность минерала адсорбировать воду на единице площади поверхности [21]. Удельная гидрофильность выражается в единицах массы воды на площадь (грамм на квадратный сантиметр) или числом монослоев адсорбированной воды и является более важным показателем при рассмотрении процессов структурообразования в глинистых системах. Удельная гидрофильность растет с увеличением плотности структурного заряда, поэтому степень стабилизации частиц глинистых минералов гидратными пленками связанной воды изменяется в следующем порядке: мусковит > гидрослюда > монтмориллонит.

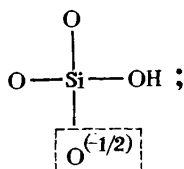
2.2.2. Заряд боковых сколов

В природных условиях происходит дробление кристаллов слоистых силикатов, которое приводит к их расслоению по оси c и излому с образованием боковых сколов с ненасыщенными валентными связями атомов тетраэдрических и октаэдрических сеток. В результате на сколах возникают активные адсорбционные центры, на которых развиваются процессы хемосорбции и гидратации. Согласно данным О. М. Мдивнишвили, на боковых сколах можно выделить три типа активных центров:

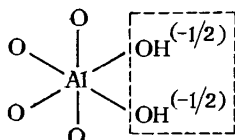
1) одинарные (а) и парные (б) гидроксильные группы при атомах кремния тетраэдрической сетки:



2) ненасыщенные атомы кислорода на границе тетраэдрических и октаэдрических слоев:

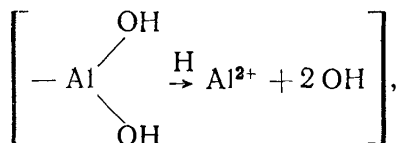


3) ненасыщенные парные гидроксильные группы при атомах алюминия октаэдрической сетки:

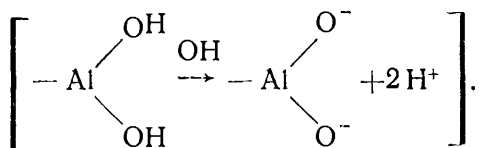


Активные центры первого типа, образованные функциональными группами OH в кислой среде, ведут себя как базисные кислородные или гидроксильные поверхности глинистых минералов, т. е. способны адсорбировать на своей поверхности молекулы воды за счет водородных связей. В щелочной среде могут происходить диссоциация гидроксила и его переход в раствор с возникновением избыточного отрицательного заряда на сколах в тетраэдрической сетке: $\text{SiOH} \rightarrow \text{SiO}^- + \text{H}^+$.

Активные центры второго и третьего типов, возникающие на границе двух сеток и сколах октаэдрических сеток, могут активно участвовать в обменных реакциях, а самое главное — влиять на величину и знак поверхностного заряда боковых сколов. Активный центр второго типа в кислой среде, присоединяя атом водорода, получает избыточный положительный заряд, а в щелочной среде происходит тот же процесс, что и на боковых сколах тетраэдрической сетки — диссоциация гидроксильной группы и образование избыточного отрицательного заряда. Наиболее сильное влияние на заряд боковых сколов частиц оказывают активные центры третьего типа, расположенные на сколах октаэдрической сетки. Это связано с гидроксильными группами, образующимися при разрыве валентных связей с атомами алюминия. Соединения $\text{Al}(\text{OH})$ способны проявлять типичные амфотерные свойства с изменением pH среды. В кислой среде эти соединения ведут себя как слабые основания, образуя на сколе положительный потенциалопределяющий слой ионов



а в средах с высоким значением рН проявляют кислотные свойства, диссоциируя с образованием отрицательного потенциалопределяющего слоя ионов



В результате в щелочной среде поверхность скола глинистых частиц имеет отрицательный заряд, а в кислой — положительный. Следовательно, в щелочной среде как базисные поверхности частиц, так и их сколы несут отрицательный заряд, а в кислой среде поверхность частиц становится гетеропотенциальной: их базисные плоскости заряжены отрицательно, а боковые сколы — положительно. Это явление было экспериментально подтверждено П. Тиессеном, Х. ван Олфеном, Р. Шоффилдом и Х. Самсоном, В. И. Осиповым и Е. М. Сергеевым.

Перезарядка сколов частиц в зависимости от рН среды оказывает исключительно большое влияние на процессы структурообразования в глинистых системах.

Из сказанного следует, что образование заряда на боковых сколах связано в основном с разрывом валентных связей алюминия в октаэдрических сетках. Сколы тетраэдрических сеток в кислой среде являются нейтральными и заряжаются отрицательно только в щелочной среде. Правда, следует учитывать изоморфные замещения кремния на алюминий в тетраэдрических сетках, распространенные, например, в структурах слюд и гидрослюд. При разрыве валентных связей в тех ячейках, где произошли замещения, боковые сколы тетраэдрических сеток ведут себя так же, как сколы октаэдрических сеток.

Из-за неравномерного распределения зарядов в октаэдрических и тетраэдрических сетках (особенно в кислой среде) плотность и общая величина заряда на боковых сколах зависят от типа структуры минерала. Наибольшим зарядом отличаются боковые сколы каолинита, имеющего структуру типа 1:1, далее идут хлорит, гидрослюда и монтмориллонит, имеющие структуры типа 2:1:1 и 2:1 соответственно.

Важное значение имеет установление изопотенциальной точки для боковых сколов, т. е. значения рН, при котором заряд бокового скола будет нейтральным. По данным Н. Стрита и А. Баханана, у каолинита она соответствует $\text{pH} \approx 6,5$, а у гидрослюды и монтмориллонита — несколько ниже 7 [21]. Это означает, что в нейтральной среде у каолинита еще сохраняется положительный заряд на сколах, а у гидрослюды и монтмориллонита заряд становится отрицательным.

В зависимости от знака заряда боковых сколов изменяется общая величина заряда частиц: в кислой среде она снижается (за счет частичной компенсации отрицательного заряда базис-

ных поверхностей положительными зарядами сколов), а в щелочной возрастает. В соответствии с этим меняется емкость катионного и анионного обменов. Поскольку площадь базисных поверхностей значительно больше площади боковых сколов, суммарный заряд частиц даже в кислой среде всегда остается отрицательным.

2.2.3. Катионы-компенсаторы структурного заряда

Структурный заряд, возникающий у слоистых силикатов при гетеровалентном изоморфизме, нейтрализуется катионами-компенсаторами, которые размещаются на внешних гранях и в межслоевых промежутках кристаллов. Компенсируя заряд, катионы одновременно участвуют в поверхностных процессах и оказывают большое влияние на физико-химические свойства глинистых минералов. Это влияние проявляется в модифицировании внешних и внутренних поверхностей кристаллов и изменении их адсорбционных свойств по отношению к молекулам воды, образованию ионно-электростатических связей между слоями в структурах минералов, формировании в водной среде диффузного слоя ионов вокруг частиц, участии в ионном обмене.

Общее число ионов-компенсаторов и их локализация в структуре зависят от величины и характера изоморфных замещений. Наименьшее их число характерно для структуры каолинита, поскольку изоморфные замещения у этого минерала развиты крайне слабо. Этим объясняется слабая зависимость свойств каолинита от состава обменного комплекса и низкое значение его емкости обмена (3—15 мг-экв на 100 г навески). При этом значительная доля емкости обмена приходится на боковые сколы каолинита, где в обменных реакциях участвуют противоионы, компенсирующие разорванные валентные связи октаэдрических слоев. Базисные поверхности каолинита в обменных реакциях участвуют слабо и не испытывают модифицирующего влияния катионов-компенсаторов.

В отличие от каолинита роль катионов-компенсаторов в поведении глинистых минералов со структурой типа 2:1 исключительно велика, что проявляется в существенном различии свойств этих минералов, несмотря на близость их кристаллического строения. Это различие связано с характером размещения катионов-компенсаторов в структурах и их подвижностью. У всех минералов этого типа катионы находятся в основном на базисных поверхностях, заполняя не только внешние поверхности кристаллов, но и межслоевые промежутки. Плотность размещения катионов на единице площади поверхности изменяется в соответствии с величиной структурного заряда: у гидрослюда она почти в 2 раза выше, чем у монтмориллонита. Однако в структуре слюды межслоевые катионы фиксированы жестко и не участвуют в ионном обмене, а у монтмориллонита они являются обменными. Следовательно, у гидрослюда в обменных

реакциях принимают участие катионы только внешних поверхностей кристаллов, а у монтмориллонита могут обмениваться все катионы-компенсаторы. Поэтому, несмотря на меньшую величину структурного заряда монтмориллонита по сравнению с гидрослюдой, емкость его ионного обмена составляет 80—150 мг-экв/100 г, а у гидрослюды она не превышает 40 мг-экв/100 г. Роль боковых сколов в формировании емкости обмена этих минералов значительно меньше, чем у каолинита.

Как уже отмечалось, плотность катионов на единице площади у гидрослюды выше, чем у монтмориллонита. В то же время подвижность катионов внешних поверхностей этого минерала может быть ниже, чем у монтмориллонита. Это связано с тем, что у гидрослюды основная доля изоморфных замещений приходится на тетраэдрические сетки, а у монтмориллонита — на октаэдрические. Более близкое положение нескомпенсированного заряда к поверхности слоя у гидрослюды должно обуславливать и меньшую поверхностную подвижность ее обменных катионов по сравнению с монтмориллонитом.

Глава 3 ПРОЦЕССЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ГЛИНИСТЫХ ДИСПЕРСИЯХ

3.1. ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА ГРАНИЦЕ МИНЕРАЛ — ВОДА

3.1.1. Гидратация глинистых минералов

Глинистые минералы при контакте с парами или жидкой фазой воды активно адсорбируют на своей поверхности полярные молекулы последней, что приводит к их гидратации, т. е. образованию на поверхности частиц сплошной гидратной пленки связанной воды, отличающейся по своим свойствам от свободной воды.

В основе гидратации лежат несколько механизмов взаимодействия молекул воды с поверхностью глинистых минералов: образование водородных связей, ион-дипольные и диполь-дипольные взаимодействия. Кроме того, значительное количество воды может удерживаться вблизи поверхности минералов в результате развития осмотических процессов. Такое большое разнообразие механизмов взаимодействия объясняется наличием на поверхности глинистых минералов активных гидратационных центров различной природы.

Большую роль в гидратации слоистых силикатов играют атомы кислорода и гидроксидов базисных поверхностей кристаллов, способные активно адсорбировать молекулы воды за счет водородных связей. На кислородной поверхности водородная связь

возникает между кислородом структуры минерала и водородом молекулы воды, а на гидроксильной поверхности — между водородом гидроксила и кислородом молекулы воды. В обоих случаях происходит ориентированная адсорбция молекул воды, причем их пространственное расположение на поверхности контролируется структурным мотивом кислородных и гидроксильных атомов подложки. В связи с этим существует точка зрения об эпитаксиальном механизме гидратации, в основе которого лежат представления об унаследовании адсорбированными молекулами воды гексагонального мотива подложки с образованием льдоподобной структуры связанной воды [21]. Основной предпосылкой такого механизма адсорбции является то, что базисные поверхности глинистых минералов и структура льда имеют один и тот же гексагональный мотив ячейки с близкими размерами по оси b : в структуре льда $b=9 \text{ \AA}$, а в структурах природных глинистых минералов он изменяется от 8,65 до 9,30 \AA .

Молекулы воды, взаимодействуя с поверхностью минерала и между собой, формируют гидратный покров с льдоподобной структурой, в которой водородные связи деформированы по сравнению со структурой льда из-за неточного соответствия параметров b подложки и структуры льда. Деформация водородных связей приводит к появлению у адсорбированной воды специфических свойств, отличающихся от свойств объемной фазы воды и льда.

Вслед за образованием первого слоя начинается адсорбция следующего слоя ориентированных молекул воды. При этом по мере заполнения поверхности минерала новыми молекулами H_2O структурные изменения адсорбированной воды становятся все менее существенными и при возникновении гидратной пленки, соответствующей максимальному количеству адсорбированной воды, влияние поверхности кристалла на структуру воды полностью прекращается.

Таким образом, толщина пленки адсорбированной воды на поверхности слоистых силикатов зависит от кристаллохимических особенностей минералов и прежде всего от степени несоответствия параметров структуры льда и минерала. При незначительном различии их структурных параметров толщина гидратной пленки минимальна, а по мере увеличения этих различий слой адсорбированной воды возрастает.

Благодаря образованию достаточно прочных водородных связей между молекулами воды и атомами кислорода (или гидроксильных) базисных поверхностей глинистых минералов, напряжения, возникающие на границе минерал — вода, передаются в глубь не только гидратной пленки, но и кристаллической решетки минерала. Это хорошо прослеживается по размеру элементарной ячейки минерала по оси b , величина изменения которого определяется степенью несоответствия параметров ячеек льда и минерала, а также упругими свойствами структуры ми-

нерала [21]. Исходя из эпитаксиального механизма адсорбции молекул воды на глинистых минералах, а также кристаллохимических особенностей последних, был сделан вывод, что по толщине гидратной пленки адсорбированной воды слоистые силикаты распределяются следующим образом: пиррофиллит > каолинит > биотит > мусковит > гидрослюда > монтмориллонит [21].

Кроме атомов кислорода и гидроксильных групп базисных поверхностей на гидратацию глинистых минералов влияют катионы-компенсаторы. Известно, что катионы активно притягивают к своей поверхности молекулы воды с образованием ион-дипольных связей. Степень гидратации катионов в свободном растворе зависит от их заряда и ионного радиуса: она возрастает по мере увеличения валентности катиона и уменьшения его ионного радиуса. В соответствии с этим по способности к гидратации в растворе катионы распределяются следующим образом: $Al^{3+} > Mg^{2+} > Ca^{2+} > Ba^{2+} > Li^{+} > Na^{+} > K^{+} > Cs^{+}$ [7]. На гидратацию катионов-компенсаторов помимо валентности и ионного радиуса оказывает влияние энергия их связи с поверхностью минерала: чем сильнее взаимодействует катион с поверхностью минерала, тем слабее он гидратирован в системе «минерал — вода». Этим объясняется специфическая гидратация ряда катионов, находящихся на поверхности минералов. По этой же причине степень гидратации катионов-компенсаторов у минералов с изоморфными замещениями в октаэдрической сетке (монтмориллонит) может быть выше, чем у минералов, изоморфизм которых приурочен к тетраэдрической сетке (гидрослюда).

Присутствие катионов затрудняет взаимодействие молекул воды за счет формирования водородных связей по эпитаксиальному принципу и снижает структурирующее действие кристаллической подложки. Кроме того, наличие катионов-компенсаторов может модифицировать кристаллическую структуру поверхности минерала, обуславливая бидитригональный мотив кислородных ячеек. В результате катионы-компенсаторы, находящиеся в центре бидитригональных ячеек, способны образовывать ионные связи нормальной длины не со всеми атомами кислорода, а только с тремя из шести. Вследствие этого в тетраэдрической сетке появляются дополнительные напряжения, вызывающие изменение ее параметров. При этом крупные катионы увеличивают размер ячейки по оси b и тем самым снижают гидрофильность поверхности, а мелкие, наоборот, уменьшают параметр b , что приводит к росту гидрофильности минералов. Впервые этот эффект отметили Е. Радослович и К. Норриш в 1962 г. Они установили, что в диоктаэдрических слюдах из-за большого разворота тетраэдров размеры кислородных ячеек меньше размера катиона K^{+} . Занимая октаэдрическую координацию катион K^{+} в таких слюдах выполняет работу по уменьшению разворота тетраэдров и растяжению октаэдрического слоя, что сопровождается ростом размера ячейки по оси b . Наличие мелких ка-

тионов (например, Na^+ в структуре парагонита), наоборот, приводит к усилению разворота тетраэдров и снижению величины b элементарной ячейки. В дальнейшем факт изменения параметров элементарной ячейки структур слоистых силикатов в зависимости от состава катионов был подтвержден А. Барнсом, И. Уайтом, Р. Леонардсом, С. Уиндом и В. И. Осиповым [21].

Учитывая деструктурирующую и модифицирующую роль катионов на поверхности минералов, следует пересмотреть существующую точку зрения об увеличении удельной гидрофильности поверхности минералов с ростом структурного заряда. Исходя из теоретических предпосылок, можно считать, что адсорбционная способность поверхности глинистых минералов по отношению к молекулам воды в некоторых случаях не возрастает с ростом структурного заряда, а снижается.

Наряду с водородными и ион-дипольными взаимодействиями адсорбция воды на поверхности минерала может происходить под влиянием молекулярного поля минерала. В основе этого механизма адсорбции лежат образование под влиянием диполя молекулы воды временного (наведенного) диполя у поверхностных атомов минерала и возникновение диполь-дипольных связей молекул воды с поверхностью минерала. Поскольку молекулярные силы являются ненаправленными, развитие этого механизма адсорбции должно приводить к формированию более плотного гидратного слоя, чем в случае гидратации за счет водородных связей, со структурой более близкой к структуре воды, чем к структуре льда.

Рассмотренные механизмы адсорбции приводят к образованию на поверхности полислойной смачивающей гидратной пленки, толщина которой достигает максимальной величины при относительной упругости паров близкой к насыщению ($p/p_s \approx 1$). Д. Грин-Келли и Б. В. Дерягин экспериментально установили, что молекулы воды в адсорбционной пленке ориентированы нормально к поверхности частицы. Максимальная толщина структурированного гидратного покрова, получившего в физико-химической литературе название α -пленки, зависит от гидрофильности поверхности минерала и для чистых силикатных поверхностей может достигать 30 нм, но чаще всего составляет 1,5—6 нм [9]. При повышении температуры толщина пленки уменьшается, и при 65 °С происходит ее полное разрушение. В грунтоведении эта категория воды получила название прочносвязанной [7].

Поскольку структура воды в адсорбционном слое изменена, ее свойства также существенно отличаются от свойств воды в объеме или льда. Так, Н. Ф. Бондаренко установил, что величина предельного напряжения сдвига пленки адсорбированной воды составляет 9,5—13 Па, в то время как у свободной воды она равна 10^{-3} Па. Вода в таких пленках обладает пониженной статической диэлектрической проницаемостью: в монтмориллоните, например, гидратные прослойки толщиной 5—8 нм имеют диэлектрическую проницаемость порядка 23—25. Имеются дан-

ные, свидетельствующие об отличии граничной фазы от объемной жидкости по растворяющей способности, температуре замерзания, теплопроводности и другим свойствам. Наиболее обстоятельный обзор свойств тонких адсорбционных пленок воды приведен в работе [9].

При нахождении частиц в водной среде происходит дальнейшее наращивание их гидратного покрова и образование так называемой осмотической воды. Формирование этого вида воды связано с разницей концентрации катионов в поровом растворе и вблизи поверхности частиц. В непосредственной близости от поверхности частиц, где катионы удерживаются электростатическими силами, их концентрация, как правило, выше, чем в поровом растворе. В результате возникает градиент концентраций, который приводит к осмотическому перемещению молекул воды из порового раствора к поверхности частиц, где они удерживаются катионами. Осмотическая вода создает вокруг частиц значительный по толщине гидратный слой слабосвязанной воды [7], или β -пленки [9]. Толщина этого слоя соизмерима с дебаевским радиусом ионной атмосферы $1/\kappa$ двойного электрического слоя и достигает у силикатных поверхностей нескольких сотен и даже тысяч нанометров.

Осмотическая вода связана с катионами диффузного слоя и не испытывает непосредственного воздействия со стороны поверхности минерала, поэтому по своим структурным особенностям и свойствам она мало отличается от объемной фазы воды.

Сказанное выше относится к гидратным пленкам, формирующимся на плоских (базисных) поверхностях минерала. Образование таких пленок на сколах, которые можно представить в виде цилиндрической поверхности с фиксированным радиусом кривизны, происходит иначе. Равновесное состояние пленок на искривленной твердой поверхности определяется помимо всего прочего еще и капиллярными силами [9], поэтому пленки на выпуклых поверхностях менее устойчивы, чем на плоских. Устойчивость таких пленок зависит от радиуса кривизны поверхности: уменьшение последнего приводит к снижению толщины равновесной α -пленки и сокращению или полному исчезновению метастабильных β -пленок. Расчеты Б. В. Дерягина и Н. В. Чураева показывают, что толщина гидратной пленки на кварцевой нити радиусом $r = 10^{-3}$ см составляет 170 нм, при $r = 10^{-4}$ см она равна 56 нм, а при $r = 10^{-5}$ см — только 18,5 нм. Если условно принять поверхность кварцевой нити с $r = 10^{-3}$ см за базисную поверхность частицы слоистых силикатов, то толщина гидратной пленки на сколе такой частицы с радиусом кривизны $r \approx 0,1$ мкм будет почти на порядок меньше, чем на базисной поверхности.

Помимо адсорбционной и осмотической воды на контактах частиц при определенных условиях образуется еще один вид воды, получившей название капиллярной. Ее формирование наблюдается в условиях конденсации паров или пленочного пере-

поса влаги в результате слияния гидратных пленок частиц и появления между ними водной «перемычки» с криволинейной поверхностью. Вода, образующая такую «перемычку», испытывает капиллярное давление и по своему состоянию и некоторым свойствам может отличаться от воды в объеме. Это дает основание отнести ее, так же как осмотическую воду, к категории слабо-связанной воды [7].

Капиллярная влага отсутствует в полностью водонасыщенных пористых системах и глинистых суспензиях, поэтому она не оказывает влияния на устойчивость частиц в водной среде и структурообразование осадков. Однако в неполностью водонасыщенных глинистых породах роль ее в формировании структурных связей может быть весьма значительной.

3.1.2. Двойной электрический слой глинистых частиц

При отсутствии воды катионы-компенсаторы располагаются непосредственно на поверхности глинистых частиц и компенсируют их отрицательный заряд. Таким образом, частица становится электронеутральной. При нахождении частицы в водной среде ее энергетическое состояние существенно меняется. В результате гидратации катионов энергия их связи с поверхностью частицы ослабевает, поэтому часть катионов под влиянием теплового движения удаляется от нее. Находясь в пределах действия электростатического поля частицы, катионы распределяются вблизи ее поверхности так же, как молекулы воздуха в атмосфере, равномерному распределению которых препятствуют силы гравитации.

Катионы, оставшиеся на поверхности частицы, составляют адсорбционный слой, а отошедшие от ее поверхности под влиянием теплового движения формируют диффузный слой ионов. Отрицательно заряженная поверхность частицы и компенсирующие ее заряд адсорбционный и диффузный слои катионов образуют двойной электрический слой частицы. Характер изменения концентрации катионов и потенциала частицы в пределах этого слоя влияет на условия устойчивости дисперсных частиц в растворах и развитие процессов структурообразования.

Основные положения теории двойного электрического слоя (ДЭС) базируются на работах Г. Гуи, Д. Чепмена, О. Штерна, А. Н. Фрумкина, Д. Грема и др. Согласно этим положениям, поведение ионов вблизи заряженной поверхности обуславливается электростатическим взаимодействием их с поверхностью и друг с другом, а также тепловым движением. Впервые расчет изменения концентрации ионов в пределах ДЭС был выполнен Г. Гуи и Д. Чепменом. Исходя из уравнения Больцмана они установили, что

$$n_i = n_{i_0} \exp\left(-\frac{Ze\varphi}{kT}\right), \quad (3.1)$$

где n_i — концентрация иона типа i ; n_i — концентрация того же иона за пределами диффузного слоя; Z — валентность иона; e — единичный электростатический заряд ($16 \cdot 10^{-20}$ Кл); φ — электрический потенциал в точке, k — постоянная Больцмана ($1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К); T — температура, К.

Из выражения (3.1) следует, что по мере удаления от поверхности концентрация ионов, заряд которых противоположен заряду поверхности (знаки Z и φ противоположны), уменьшается до значения, характерного для объема, а концентрация ионов, заряженных одновременно с поверхностью (знаки Z и φ одинаковы), понижена и возрастает.

Изменение потенциала в пределах ДЭС у плоской поверхности описывается уравнением Пуассона — Больцмана:

$$\frac{d^2 \varphi}{dx^2} = - \frac{4 \pi}{\epsilon} \sum Z e n_{i_0} \exp \left[- \frac{Z e \varphi}{k T} \right], \quad (3.2)$$

где x — расстояние от поверхности частицы; ϵ — диэлектрическая проницаемость растворителя.

С помощью гиперболических функций можно упростить запись уравнения (3.2):

$$\frac{d^2 \varphi}{dx^2} = \frac{2 Z e n_{i_0}}{\epsilon} \operatorname{sh} \left[\frac{Z e \varphi(x)}{k T} \right]. \quad (3.3)$$

Возможность применения уравнения (3.3) для глинистых систем рассматривалась Г. Болтом и Х. ван Олфеном. Они изучали специфику развития ДЭС у глинистых минералов по сравнению с классическими коллоидами. Рассмотрение последних в теории двойного электрического слоя основано на концепции постоянного поверхностного потенциала, величина которого для большинства классических коллоидов определяется концентрацией потенциалопределяющего иона в растворе (уравнение Нернста):

$$- d \varphi = \frac{k T}{Z e} d \ln n_i. \quad (3.4)$$

У глинистых частиц подобные условия наблюдаются только для боковых сколов, где атомы алюминия октаэдрического слоя могут рассматриваться как потенциалопределяющие, а процессы диссоциации соединений алюминия контролируются составом внешнего раствора. Базисные поверхности частиц имеют другое строение ДЭС. Здесь отсутствует слой потенциалопределяющих ионов, а его функции выполняет сама поверхность минерала, несущая отрицательный структурный заряд, образующийся в результате изоморфных замещений. Таким образом, базисную поверхность глинистых минералов следует рассматривать как поверхность с постоянным зарядом, величина которого не зависит от концентрации ионов во внешнем растворе. Применение уравнения Пуассона — Больцмана в этом случае возможно

при наличии соотношения между плотностью поверхностного заряда и поверхностным потенциалом.

Точные аналитические решения для функции распределения потенциала в ДЭС получаются на основании интегрирования уравнения Пуассона — Больцмана для разных граничных условий с учетом толщины адсорбционного слоя ионов (слой Штерна — Гельмгольца) или без него. Примеры таких решений даны в ряде монографий и учебной литературе.

Для анализа устойчивости глинистых частиц в водной среде наибольшее значение имеет рассмотрение функции $\varphi(x)$ на достаточно больших расстояниях от поверхности. Для этих условий можно записать следующее выражение [37]:

$$\varphi(x) \approx \frac{4kT}{Ze} \operatorname{th} \left(\frac{Ze\varphi_0}{4kT} \right) e^{-\kappa x}, \quad (3.5)$$

где $\varphi_0 = \varphi$ при $x=0$; κ — параметр диффузного слоя:

$$\frac{1}{\kappa} = \delta = \sqrt{\frac{\varepsilon kT}{8\pi Z^2 e^2 n_0}}, \quad (3.6)$$

здесь ε — диэлектрическая постоянная среды; T — температура; Z — валентность иона; n_0 — концентрация электролита в растворе.

Величина $1/\kappa$ получила название эффективной толщины диффузной части двойного слоя. Она характеризует резкость спада потенциала по мере удаления от поверхности: чем выше концентрация электролита в системе, тем большее значение κ и значителнее падение потенциала.

Если поверхность заряжена слабо (поверхностный потенциал меньше 25 мВ) и величина φ_0 мала по сравнению с $4kT/(Ze)$, выражение (3.5) упрощается и принимает вид

$$\varphi(x) \approx \varphi_0 e^{-\kappa x}. \quad (3.7)$$

Для сильно заряженных поверхностей, когда $\varphi_0 \gg 4kT/(Ze)$, уравнение (3.5) имеет иной вид:

$$\varphi(x) \approx \frac{4kT}{Ze} e^{-\kappa x}. \quad (3.8)$$

В уравнении (3.5) безразмерная величина $Ze\varphi_0/(4kT)$ характеризует соотношение между потенциальной энергией притяжения ионов к поверхности $Ze\varphi_0$ и кинетической энергией их теплового движения $4kT$. При наличии слабо заряженных поверхностей, т. е. при $Ze\varphi_0/(4kT) < 1$, происходит снижение потенциала по экспоненциальному закону по мере увеличения расстояния от поверхности, причем потенциал в любой точке диффузного слоя пропорционален потенциалу самой поверхности. Для сильно заряженных поверхностей, т. е. при $Ze\varphi_0/(4kT) > 1$, картина иная. Катионы, находящиеся вблизи такой поверхности, сильно экранируют ее заряд, и поэтому распределение вдали от поверхности происходит в основном под влиянием теплового

движения. Падение потенциала вдали от сильно заряженной поверхности, хотя и подчиняется экспоненциальному закону, но величина потенциала перестает зависеть от потенциала поверхности. Расчет распределения потенциала вблизи сильно заряженной поверхности более сложен и выполняется с учетом строения адсорбционного слоя ионов (слоя Штерна — Гельмгольца).

Выражение (3.5) справедливо для плоского двойного слоя на границе раздела фаз. Такие слои образуются на поверхностях, размер которых значительно превышает толщину диффузного слоя. Если это условие не соблюдается, то уравнение Пуассона — Больцмана имеет значительно более сложный вид и решение его становится весьма трудоемким, поэтому результаты его интегрирования приводятся в литературе в виде таблиц для широкого диапазона значений потенциала поверхности и толщины ионных атмосфер.

Приближенное решение уравнения Пуассона — Больцмана для сферических частиц радиуса r было дано П. Дебаем и Е. Хюккелем. Для слабо заряженных частиц они получили выражение

$$\varphi(R) = \varphi_0 \frac{r}{R} e^{-\kappa(R-r)} \quad (3.9)$$

где R — расстояние от центра частицы в сферических координатах.

Выражение (3.9) имеет дополнительный множитель r/R , величина которого уменьшается по мере роста R . Вследствие этого при удалении от поверхности заряженной сферической частицы потенциал снижается значительно быстрее, чем вблизи плоской поверхности.

Распределение потенциала сильно заряженных сферических частиц вдали от поверхности может быть представлено выражением

$$\varphi(R) = \frac{4kT}{Ze} \frac{r}{R} e^{-\kappa(R-r)}. \quad (3.10)$$

Из уравнений (3.9) и (3.10) следуют два вывода, важных при анализе устойчивости глинистых дисперсий в водной среде. 1) толщина диффузного слоя сферических частиц снижается с уменьшением их радиуса; 2) у плоских частиц толщина диффузного слоя на базисных поверхностях больше, чем на сколах, поэтому в водной среде сколы таких частиц менее стабилизированы, чем базисные поверхности.

Практическое значение теории двойного электрического слоя заключается в том, что она дает возможность прогнозировать поведение дисперсных минералов в различных физико-химических условиях. Анализ уравнений, лежащих в основе этой теории, показывает зависимость энергетического состояния частиц не только от плотности их поверхностного заряда σ или потенциала поверхности φ_0 , но и от целого ряда физико-химических

факторов. Действительно, как видно из выражения (3.6), эффективная толщина диффузного слоя $1/\kappa$ зависит от концентрации электролита в растворе n_0 , валентности катиона Z , диэлектрической постоянной среды ϵ и температуры T . Конкретные расчеты влияния n_0 , Z и ϵ на ДЭС базисных поверхностей монтмориллонита были выполнены Д. Митчеллом [44]. Расчеты проводились для монтмориллонитовой глины с удельной поверхностью 800 м²/г и емкостью обмена 83 мг-экв/100 г для двух концентраций $8,3 \cdot 10^{-5}$ и $8,3 \cdot 10^{-3}$ М солей NaCl и CaCl₂ в воде и растворе NaCl с концентрацией $8,3 \cdot 10^{-5}$ М в этиловом спирте.

Результаты расчета влияния электролита показывают, что с увеличением концентрации NaCl во внешнем растворе от $8,3 \cdot 10^{-5}$ до $8,3 \cdot 10^{-3}$ М поверхностный потенциал при неизменной плотности заряда снижается от 262 до 147 мВ, а толщина диффузного слоя уменьшается от 90 до 13 нм.

Установлена также зависимость поверхностного потенциала базисных поверхностей монтмориллонита и толщины диффузного слоя от валентности катиона. Так, для раствора NaCl с концентрацией $8,3 \cdot 10^{-5}$ М величина ϕ_0 была 262 мВ, а для раствора CaCl₂ такой же концентрации — в 2 раза меньше. Аналогичным образом изменяется и толщина диффузного слоя, поскольку $1/\kappa \sim 1/Z$.

Влияние диэлектрической постоянной было оценено применительно к воде ($\epsilon=80$) и этиловому спирту ($\epsilon=24,3$). Из теории двойного электрического слоя следует, что поверхностный потенциал растет с уменьшением диэлектрической постоянной. Расчеты подтвердили это и дали следующие значения ϕ_0 : для этилового спирта 292 мВ, для воды 262 мВ [44]. С учетом того, что ϕ_0 связанной воды ниже, чем свободной, полученные данные могут представлять практический интерес. Толщина диффузного слоя изменяется в соответствии с зависимостью $1/\kappa \sim \epsilon^{1/2}$.

Наиболее сложный характер носит зависимость ϕ_0 и $1/\kappa$ от температуры. Теоретический анализ показывает, что повышение температуры должно сопровождаться уменьшением поверхностного потенциала (при постоянной плотности поверхностного заряда) и увеличением толщины диффузного слоя. Вместе с тем рост температуры приводит к снижению диэлектрической постоянной. Например, при изменении температуры от 0 до 60 °С величина ϵ воды снижается с 88 до 66. При этом произведение ϵT , входящее в формулу (3.6), изменяется соответственно от $2,4 \cdot 10^4$ до $2,2 \cdot 10^4$ К. Незначительное изменение ϵT дает основание говорить о слабом влиянии температуры на параметры ДЭС. Такой вывод не всегда совпадает с экспериментальными данными и требует дальнейшей тщательной проверки.

При характеристике двойного электрического слоя боковых сколов глинистых частиц помимо отмеченных выше факторов следует учитывать значение рН среды, которое оказывает большое влияние на устойчивость глинистых систем. Выше отмечалось, что при изменении среды от кислой к щелочной идет пе-

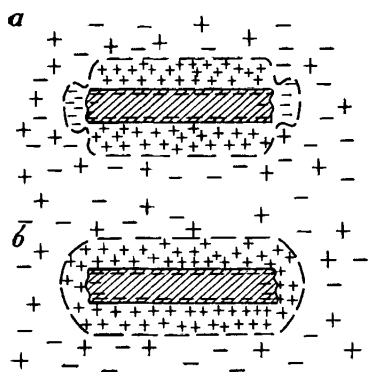


Рис. 3.1. Характер двойного электрического слоя глинистой частицы в кислой (а) и щелочной (б) средах

резарядка боковых сколов частиц: в кислой среде потенциалопределяющими являются положительные катионы алюминия, а в щелочной — отрицательно заряженные радикалы AlO_2^- . Это приводит к коренному изменению всей структуры двойного электрического слоя частиц. В кислой среде диффузный слой глинистых частиц является знакопеременным: на базисных поверхностях он образован положительными ионами, а на боковых — отрицательными (рис. 3.1, а). В щелочной среде диффузный слой базисных и боковых сколов частиц имеет одинаковые знаки (см. рис. 3.1, б).

В обоих случаях толщина диффузного слоя на боковых сколах меньше, чем на базисных, причем минимальное значение она имеет в кислой среде. Это связано с кривизной поверхности сколов минералов, а также с меньшей степенью гидратации анионов по сравнению с катионами.

3.2. УСЛОВИЯ СТАБИЛИЗАЦИИ И АГРЕГАЦИИ ЧАСТИЦ В ВОДНОЙ СРЕДЕ

Поведение дисперсных частиц в водной среде зависит от отношения сил отталкивания и притяжения. Первые определяют стабилизацию глинистых дисперсий, а вторые — их агрегацию и коагуляцию.

3.2.1. Силы отталкивания между частицами

При сближении частиц в водной среде под влиянием теплового движения или механического воздействия их непосредственному слипанию препятствуют силы отталкивания. По своей природе эти силы могут быть электростатическими и структурными. Первые связаны с перекрытием двойных электрических слоев частиц, а вторые — с взаимодействием структурированных адсорбционных пленок воды. Ниже рассмотрена природа обоих видов взаимодействий.

Один из наиболее мощных факторов, определяющих устойчивость дисперсных систем, — электростатическое взаимодействие диффузных слоев ионов частиц. За пределами ДЭС напряженность электростатического поля частиц равна нулю, поэтому силы отталкивания появляются только тогда, когда перекрываются диффузные слои частиц. Разность значений энергии,

соответствующих неперекрытой и перекрытой зонам ДЭС, представляет собой электростатическую составляющую расклинивающего давления Π_e , расчет которой на основе теории двойного электрического слоя Гуи — Чепмена и теории сильных электролитов Дебая — Хюккеля был выполнен Б. В. Дерягиным в 1937 г., а затем и рядом других исследователей.

Чтобы получить выражение для электростатической составляющей расклинивающего давления, необходимо рассмотреть распределение потенциала в зазоре между двумя параллельными одноименно заряженными пластинами, сближенными на расстояние, соизмеримое с толщиной ионных атмосфер $\delta = 1/\kappa$. Для этого решается уравнение Пуассона — Больцмана с новыми краевыми условиями: $d\varphi/dx = 0$ не при $x \rightarrow \infty$, а при $x = h/2$ (где $\varphi(h/2) \neq 0$). При этом принимается, что потенциал в центре зазора $\varphi(h/2)$ приближенно равен удвоенному значению потенциала одиночного диффузного слоя на том же расстоянии $h/2$ от поверхности $\varphi_1(h/2)$:

$$\varphi(h, 2) = 2 \varphi_1(h/2). \quad (3.11)$$

Затем, найдя избыточную плотность заряда в зазоре, можно получить уравнение для электростатической составляющей расклинивающего давления для двух плоских поверхностей:

$$\Pi_e = 64 n_0 k T \gamma^2 e^{-\gamma h}, \quad (3.12)$$

где n_0 — концентрация внешнего раствора; $\gamma = \text{th}[Ze\varphi_0/(4kT)]$; Z — валентность противоиона; e — заряд электрона; κ — эффективная толщина диффузного слоя; h — расстояние между частицами.

Для слабо заряженных поверхностей $\varphi_0 < 4kT/(Ze)$ и $\gamma = \text{th}[Ze\varphi_0/(4kT)] \approx Ze\varphi_0/(4kT)$.

Отсюда выражение (3.12) принимает следующий вид:

$$\Pi_e \approx \frac{4 Z^2 e^2 \varphi_0^2 n_0}{k T} e^{-\gamma h}. \quad (3.13)$$

Из уравнения (3.13) видно, что для слабо заряженных поверхностей Π_e пропорционально квадрату потенциала поверхности φ_0 .

Для сильно заряженных поверхностей, когда $\varphi_0 > 4kT/(Ze)$ и $\gamma \approx 1$, расклинивающее давление может быть оценено следующим образом:

$$\Pi_e \approx 64 n_0 k T e^{-\gamma h}. \quad (3.14)$$

В этом случае Π_e не зависит от потенциала поверхности, поскольку происходит экранирование поверхности противоионами.

Уравнения (3.12) — (3.14) относятся к взаимодействию двух частиц с плоскими поверхностями. Для сферических частиц при расчете дальних взаимодействий часто применяют решение

$$\Pi_e = \frac{8 (k T)^2 \varepsilon r}{e^2 Z^2} \gamma^2 e^{-\gamma h}. \quad (3.15)$$

Как видно из уравнения (3.15), электростатическая компонента расклинивающего давления сферических частиц прямо пропорциональна их радиусу r .

Другое приближенное решение получено для сферических частиц с низким значением потенциала φ_0 при условии, что их радиус значительно больше толщины диффузного двойного слоя ($\kappa r \gg 1$):

$$P_e = \frac{\varepsilon r \varphi_0^2}{2} \ln [1 + e^{-\kappa h}]. \quad (3.16)$$

При $\kappa r \ll 1$ (малые частицы в слабых растворах электролитов) используется следующая зависимость:

$$P_e = \frac{\varepsilon r \varphi_0^2}{h + 2r} e^{-\kappa h}. \quad (3.17)$$

Другой составляющей расклинивающего давления между частицами является структурная компонента, рассмотренная впервые в работах Б. В. Дерягина. Она проявляется при достаточно тесном сближении частиц (порядка 1,5—6 нм), когда происходит перекрытие их гидратных адсорбционных слоев.

Как уже отмечалось, тонкие пленки молекул воды, адсорбированных на поверхности минералов, находятся в особом структурном состоянии и их свойства отличаются от свойств свободной воды. При перекрытии этих пленок на контактах происходит разрушение особой структуры их периферических частей, вследствие чего часть адсорбированной воды переходит в объемную фазу. Это приводит к изменению свободной энергии гидратной пленки и проявлению расклинивающего давления P_s , получившего название структурного [9]. Характерная особенность P_s — быстрый рост ее значения при уменьшении расстояния между частицами. Расчеты показывают, что на малых расстояниях между частицами структурное расклинивающее давление намного превосходит электростатическое расклинивающее давление.

Существование структурного расклинивающего давления и зависимость его от толщины адсорбционной пленки были экспериментально доказаны Б. В. Дерягиным и Н. В. Чураевым на примере смачивающей поверхности кварца. Позже были получены аналогичные данные для пластинок слюды [40]. Австралийские физико-химики Я. Израелашвили и Р. Пашлей связывают расклинивающий эффект с образованием ориентированных молекул воды при гидратации катионов, называя его гидратационным.

В настоящее время нет достаточно хорошо разработанной теории для нахождения структурной составляющей расклинивающего давления, что привело к необходимости определения ее прямыми экспериментальными методами. Б. В. Дерягин и Н. В. Чураев [9], проанализировав все опытные данные, полученные различными авторами для поверхности стекла, кварца и

слюды, нашли эмпирическое выражение для $\Pi_s(h)$, согласно которому, в первом приближении изотерма структурной составляющей аппроксимируется экспоненциальной зависимостью:

$$\Pi_s(h) = K \exp(-h/l), \quad (3.18)$$

где K и l — эмпирические константы, значения которых для различных условий измерений табулированы Б. В. Дерягиным и Н. В. Чураевым.

3.2.2. Силы притяжения между частицами

Силы притяжения, действующие между отдельными молекулами и атомами, получили название молекулярных, или ван-дер-ваальсовых. Они намного слабее сил химической природы, являются ненасыщенными и в первом приближении могут считаться аддитивными. Благодаря этому свойству они возникают и при сближении коллоидных и макроскопических тел. Обладая большим радиусом действия, молекулярные силы играют важную роль во взаимодействии тонкодисперсных частиц, где они превышают силы гравитации. При рассмотрении взаимодействия дисперсных тел их часто называют молекулярной составляющей расклинивающего давления Π_m [9, 37].

Существуют две теории расчета молекулярных сил: микроскопическая, разработанная Ф. Лондоном и Х. Гамакером, и макроскопическая, развитая в трудах Е. М. Лифшица. Согласно первой, энергия молекулярного притяжения двух частиц с одинаковыми радиусами r определяется из выражения

$$U_m = -\frac{A}{6} \left(\frac{2r}{R^2 - 4r^2} + \frac{2r^2}{R^2} + \ln \frac{R^2 - 4r^2}{R^2} \right), \quad (3.19)$$

где A — постоянная Ван-дер-Ваальса—Гамакера (для воды $A = 1,12 \cdot 10^{-20}$ Дж); R — расстояние между центрами частиц.

Для условия $r \gg h$ (где h — расстояние между двумя сферическими частицами) имеем:

$$U_m = -Ar/(12h), \quad (3.20)$$

а для шара и плоскости:

$$U_m = -Ar_i(6h). \quad (3.21)$$

Для энергии молекулярного притяжения двух плоскопараллельных пластин толщиной δ Е. Фервей и Т. Овербек получили выражение

$$U_m = -\frac{A}{48\pi} \left[\frac{1}{(h/2)^2} + \frac{1}{(h/2 + \delta)^2} - \frac{2}{(h/2 + \delta/2)^2} \right]. \quad (3.22)$$

При некоторых предположениях уравнение (3.21) можно упростить. Так, для толстых пластин при $\delta \gg h$ имеем:

$$U_m = -A_i(12\pi h^2). \quad (3.23)$$

Величина Π_m расклинивающего давления в этом случае находится из выражения

$$\Pi_m = -A/(6\pi h^2). \quad (3.24)$$

Отрицательный знак расклинивающего давления свидетельствует о действии сил, направленных на сближение частиц под влиянием молекулярного притяжения.

Для тонких пластин, когда расстояние h значительно больше их толщины, т. е. $\delta \ll h$, энергия взаимодействия определяется следующим образом:

$$U_m = -A\delta^2/(2\pi h^4). \quad (3.25)$$

Уравнения (3.19) — (3.25) относятся к взаимодействию в вакууме и применимы только для малых расстояний, при которых можно пренебречь эффектом электромагнитного запаздывания. Этот эффект учитывается во второй теории молекулярных сил, получившей название макроскопической и основанной на флуктуационной электродинамике и гипотезе, что взаимодействие тел осуществляется через излучаемые или флуктуационные электромагнитные поля. Е. М. Лифшиц в 1954 г. получил формулы для расчета силы притяжения двух пластин, отнесенной к единице площади для двух предельных случаев:

1) при малой величине зазора, когда $h < \lambda$,

$$\Pi_m = \frac{h}{8\pi^2 h^3} \int_0^\infty \left(\frac{\varepsilon(i\xi) + 1}{\varepsilon(i\xi) - 1} \right)^2 d\xi; \quad (3.26)$$

2) при большой величине зазора, когда $h > \lambda$,

$$\Pi_m = \frac{hc}{h^4} \frac{\pi^2}{240} \left(\frac{\varepsilon_0 - 1}{\varepsilon_0 + 1} \right)^2 \varphi(\varepsilon_0), \quad (3.27)$$

где λ — длина электромагнитной волны; h — постоянная Планка, отнесенная к 2π ; $\varepsilon(i\xi)$ — комплексная диэлектрическая проницаемость, являющаяся функцией мнимого аргумента; ξ — мнимая составляющая комплексной частоты; c — скорость света; $\varphi(\varepsilon_0)$ — некоторая функция статистической диэлектрической проницаемости ε_0 .

При интегрировании уравнения (3.27) получается выражение для определения энергии притяжения двух пластин:

$$U_m = -B/h^3, \quad (3.28)$$

где B — постоянная молекулярных сил притяжения (для кварца при $\varepsilon_0 = 3,6$ $B = 4,4 \cdot 10^{-27}$ Дж·см).

Следует отметить, что ряд исследователей взаимодействие частиц на больших расстояниях рассчитывает на основании микроскопической теории с внесением поправок в получаемые данные на электромагнитное запаздывание. Поправочные коэффициенты для различных условий измерений приводятся в виде таблиц в работе Г. Кройта.

3.2.3. Суммарные силы взаимодействия частиц. Факторы устойчивости

Устойчивость и скорость агрегации дисперсных систем зависят от знака и величины суммарной энергии их взаимодействия, обусловленной соотношением энергии их отталкивания и притяжения. При рассмотрении устойчивости с позиции современных представлений о природе сил, действующих между частицами, и роли тонких адсорбционных пленок в контактном зазоре следует учитывать все компоненты расклинивающего давления, описанные выше [12]:

$$\Pi = \Pi_e + \Pi_m + \Pi_s, \quad (3.29)$$

где Π_e , Π_m и Π_s — соответственно электростатическая, молекулярная и структурная компоненты расклинивающего давления.

Однако из-за слабой разработанности теории, используемой для нахождения структурной составляющей расклинивающего давления, оценка устойчивости дисперсных систем обычно осуществляется по двум компонентам — электростатической и молекулярной. Основанная на этом теория устойчивости частиц, разработанная Б. В. Дерягиным и Л. Д. Ландау, а затем Д. Фервеем и Д. Овербеком, вошла в научную литературу под названием теории ДЛФО. Многочисленные примеры свидетельствуют о том, что применение теории ДЛФО дает хорошие результаты при расчетах взаимодействий на больших и средних расстояниях (не менее 10 нм) между частицами. При меньших расстояниях результаты менее надежны, что, очевидно, связано с недоучетом структурной составляющей расклинивающего давления.

Согласно теории ДЛФО, устойчивость частиц определяется уравнениями

$$\Pi = \Pi_e + \Pi_m = 64 n_0 k T \gamma^2 e^{-\kappa h} - \frac{A}{6 \pi h^3}; \quad (3.30)$$

$$U = \frac{64 n_0 k T \gamma^2}{\kappa} e^{-\kappa h} - \frac{A}{12 \pi h^2}. \quad (3.31)$$

Решения уравнения (3.31) для различных условий показывают, что существуют три основные разновидности суммарной кривой взаимодействия частиц в функции расстояния между ними (рис. 3.2). Кривая 1 соответствует такому состоянию, когда на всех расстояниях между частицами преобладает энергия притяжения. Это характерно для взаимодействия гидрофобных одноименно заряженных частиц с низким поверхностным потенциалом, а также разноименно заряженных частиц или частиц с дипольным характером распределения заряда (например, в кислой среде; см. рис. 3.1, а). Такие системы подвержены быстрой агрегации или коагуляции и не могут существовать в устойчивом диспергированном состоянии.

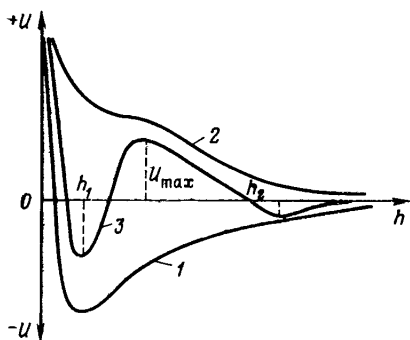


Рис. 3.2. Зависимость суммарной энергии взаимодействия U двух пластин от расстояния h между ними. Состояние: 1 — не стабилизированное при всех расстояниях; 2 — стабилизированное при всех расстояниях; 3 — не стабилизированное при расстояниях h_2 и h_1

Кривая 2 соответствует такому состоянию, когда энергия отталкивания между частицами на всем расстоянии превышает энергию притяжения частиц. Это наблюдается у сильно заряженных гидрофобных частиц, а также гидрофильных частиц, поверхность которых стабилизирована органическими молекулами и другими поверхностно-активными веществами, повышающими устойчивость частиц в растворах. Дисперсные системы, находящиеся в таком состоянии, стабильны и способны в течение длительного времени находиться в диспергированном виде.

Для природных глинистых систем наиболее типична суммарная энергетическая кривая третьего вида (см. рис. 3.2), которая характеризуется наличием двух потенциальных минимумов на расстояниях h_1 и h_2 (получивших название соответственно ближнего и дальнего), а также разделяющего их энергетического барьера отталкивания U_{\max} . Образование дальнего потенциального минимума при $h \gg 1/\kappa$ связано с тем, что величина электростатического отталкивания диффузных слоев убывает с увеличением расстояния более резко, чем сила молекулярного взаимодействия. Молекулярные силы притяжения преобладают и на малых расстояниях, обуславливая существование ближнего потенциального минимума. Кроме того, на положение и глубину ближнего потенциального минимума большое влияние оказывают силы борновского отталкивания атомов сближаемых поверхностей.

Для систем, имеющих такой вид суммарной кривой взаимодействия, характерно образование агрегатов при двух фиксированных расстояниях между частицами h_2 и h_1 , соответствующих дальнему и ближнему потенциальным минимумам. При этом вокруг агрегатов формируются устойчивые гидратные пленки. В первом случае толщина пленки составляет несколько нанометров, а во втором — несколько десятков нанометров. Фиксация частиц в дальнем потенциальном минимуме происходит при условии, что кинетическая энергия теплового движения частиц kT меньше глубины минимума. Если это условие не соблюдается, то система является устойчивой при большой высоте энергетического барьера. При снижении высоты последнего система вновь может потерять устойчивость вследствие фиксации частиц в ближнем потенциальном минимуме.

Суммарная энергетическая кривая взаимодействия дисперсных тел изменяется под воздействием целого ряда факторов, влияющих на величину энергии электростатического или молекулярного взаимодействия. Этим объясняется большое разнообразие процессов структурообразования в природных условиях. К основным факторам, определяющим условия стабилизации или агрегации дисперсных систем, относятся размер и форма частиц, их концентрация и однородность по размеру, величина и характер распределения заряда, концентрация и состав внешнего раствора, рН среды, температура, различные внешние силовые поля (гравитационное, электрическое, магнитное), гидродинамические и акустические эффекты и т. д. Анализ отдельных факторов, обуславливающих устойчивость дисперсных частиц, проводится в работе [37].

Влияние размера, формы и концентрации частиц в объеме наиболее обстоятельно проанализировано И. Ф. Ефремовым в 1971 г. При изучении взаимодействия пластин он установил следующие закономерности:

1) при малых расстояниях между пластинами $h \sim \delta$ или $h < \delta$ (где δ — толщина частицы) более устойчивы тонкие пластины. При больших расстояниях различие в устойчивости тонких и толстых пластин уменьшается, причем для толстых пластин характерно наличие глубокого дальнего потенциального минимума и дальняя агрегация;

2) при повышении концентрации пластин в растворе (условия стесненной агрегации) на их парных взаимодействиях сказывается влияние соседних частиц (кооперативный эффект), приводящее к увеличению глубины дальнего потенциального минимума и снижению устойчивости пластин в результате дальней агрегации. Тонкие пластины в этих условиях оказываются менее устойчивыми, чем толстые. Условия стесненной коагуляции для тонких пластин наступают при меньшей концентрации, чем для толстых.

При взаимодействии сферических частиц закономерности другие:

1) в отличие от пластин устойчивость сферических частиц снижается с уменьшением их радиуса;

2) наличие дальнего потенциального минимума более характерно для крупных частиц, чем для мелких, поэтому процессы дальней агрегации наиболее распространены в грубодисперсных системах, а ближней — в тонкодисперсных.

В связи с широким распространением полидисперсных систем большое значение имеет изучение условий гетерокоагуляции; т. е. взаимодействия частиц различной величины. И. Ф. Ефремов установил, что при наличии в системе крупных и мелких частиц плоской и сферической формы вероятность агрегации больше при столкновении крупных частиц между собой или с мелкими, в то время как столкновения мелких частиц малоэф-

фективны из-за наличия высокого энергетического барьера у них и малой глубины дальнего минимума. Скорость налипания, например, мелких плоских частиц на крупные в 400—500 раз выше, чем скорость агрегации мелких частиц. При равномерном распределении разнородных частиц вероятность соударения крупных и мелких частиц выше, чем вероятность соударения частиц одного размера. В результате идет процесс образования агрегатов из крупных и мелких частиц, в которых мелкие частицы, располагаясь на поверхности крупных, блокируют поверхностные силы последних. Полидисперсные агрегаты приобретают устойчивость и не вступают во взаимодействие друг с другом. Очевидно, что развитие процессов гетерокоагуляции во многом зависит от оптимального соотношения крупных и мелких частиц в системе.

Следует отметить, что с формой частиц связаны характер распределения заряда на их поверхности и степень стабилизации различных участков поверхности. Как отмечалось выше, с увеличением кривизны поверхности снижается степень ее стабилизации электростатическими силами, поэтому в природных глинистых системах вероятность агрегации сферических и плоских частиц выше, чем вероятность агрегации двух плоских частиц. По этой же причине возрастает вероятность агрегации плоских частиц по типу базис—скол, когда одна частица своим сколом, имеющим повышенную кривизну поверхности, взаимодействует с плоской (базисной) поверхностью другой. Количество таких взаимодействий резко увеличивается в кислой среде, когда базисы и сколы частиц имеют различные заряды. Глинистая система в этих условиях полностью теряет устойчивость.

С формой частиц связана также величина критической концентрации твердой фазы в суспензии, при которой происходят коагуляция и образование сплошной объемной структуры в осадке. При взаимодействии частиц по типу базис—скол эта концентрация тем ниже, чем анизометричнее частицы. Для сферичных тонкодисперсных частиц эта концентрация может составлять несколько процентов, для системы, сложенной пластинчатыми частицами — десятые доли процента или первые проценты, а для трубчатых частиц и лент — сотые, реже десятые доли процента.

Исключительно большое влияние на устойчивость дисперсных систем оказывают концентрация и состав электролитов во внешнем растворе. Теоретический анализ влияния этого фактора дан в работах И. Ф. Ефремова, Г. Зонтага и К. Штрэнге, Е. Д. Щукина, А. В. Перцева и Е. А. Амелиной [37], Б. В. Дерягина, Н. В. Чураева и В. М. Муллера [8, 10].

Добавление электролита вызывает снижение электростатического потенциала поверхности (вследствие адсорбции противоионов) и сжатие диффузного слоя ДЭС. В глинистых системах оба процесса могут протекать одновременно: на сколах частиц поверхностный потенциал снижается в результате адсорбции противоионов, а на базисных поверхностях — вследствие сжатия

диффузного слоя. При этом глубина дальнего потенциального минимума увеличивается, а высота энергетического барьера снижается. Процесс сопровождается дальней или ближней агрегацией частиц (рис. 3.3). Небольшой рост содержания электролита приводит к увеличению глубины дальнего потенциального минимума и дальней агрегации частиц. Дальнейшее повышение концентрации электролита вызывает уменьшение величины энергетического барьера и упорочение системы за счет агрегации частиц в ближнем минимуме.

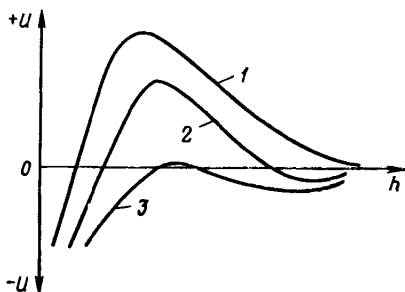


Рис. 3.3. Зависимость характера суммарной энергии взаимодействия U двух частиц от расстояния h между ними при разной концентрации электролита во внешнем растворе: 1 — при отсутствии электролита; 2 — при слабой концентрации электролита; 3 — при высокой концентрации электролита

3.3. ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУР ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

Исходя из теоретических предпосылок, изложенных выше, рассмотрим условия формирования микроструктур глинистых осадков при седиментогенезе. Но прежде следует остановиться на содержании терминов «агрегация», «коагуляция», «флокуляция», которые используются при описании процессов структурообразования осадков. В геологической и физико-химической литературе нет единого понимания этих терминов, что создает много сложностей в их использовании. Под агрегацией мы понимаем процесс образования укрупненных структурных элементов в результате ассоциации первичных элементов, потерявших устойчивость. Он развивается в разбавленных дисперсиях и не приводит к объемному структурированию последних. Агрегаты участвуют в седиментогенезе независимо друг от друга, подчиняясь силам гравитации.

Коагуляцией мы называем процесс взаимодействия первичных частиц или их ассоциаций (ультрамикроагрегатов, микроагрегатов и агрегатов) в концентрированных дисперсиях (гелях) или осадках с образованием сплошной объемной структуры из твердой фазы. В обоих случаях, как при агрегации, так и при коагуляции, процесс идет с уменьшением поверхностной энергии системы. Термин «флокуляция» мы не используем, поскольку по своему смыслу он является синонимом термина «агрегация».

Процессы структурообразования в глинистых осадках имеют сложный характер и развиваются на протяжении всех стадий седиментогенеза. Они начинаются в глинистых дисперсиях — природных водных растворах, в которых глинистые частицы пе-

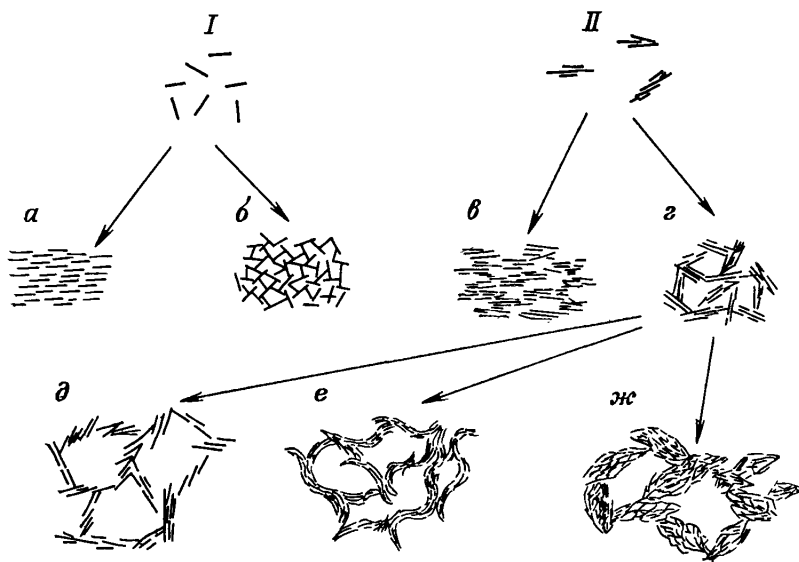


Рис. 3.4. Состояние глинистого вещества в сильно разбавленных дисперсиях: I — диспергированное; II — агрегированное. а—г — модели микроструктур глинистых осадков (а, б — диспергированно-коагулированные; в, г — агрегированно-коагулированные); д—ж — модели агрегированно-коагулированной микроструктуры ячеистого типа, образованной в глинистых осадках соответственно каолинитового, монтмориллонитового и полиминерального (преимущественно гидрослюдяного) составов

реносятся во взвешенном состоянии, в придонной части водоема и, наконец, в самом осадке.

В природных водных растворах глинистое вещество находится в диспергированном или агрегированном состоянии (рис. 3.4). Следует отметить, что устойчивость индивидуальных глинистых частиц имеет динамический, а не термодинамический характер, т. е. под влиянием стабилизирующих физико-химических факторов их агрегация развивается крайне медленно, что позволяет говорить о нахождении частиц в диспергированном состоянии. Такое состояние наблюдается при очень низкой концентрации твердой фазы в растворе, когда вероятность столкновения частиц незначительна, в слабощелочной среде или в условиях стабилизации поверхности частиц высокомолекулярной органикой, играющей роль поверхностно-активных соединений.

Более вероятно нахождение глинистого вещества в природных водных дисперсиях в агрегированном состоянии. Агрегирование может быть быстрым или медленным и развивается в результате частичной или полной потери частицами устойчивости под влиянием различных факторов. При частичной потере устойчивости наименее стабилизированными участками частиц оказываются их боковые сколы, поэтому при столкновении частиц происходит их взаимная фиксация по типу базис—скол. При полной потере устойчивости происходит агрегирование в

основном по типу базис—базис и базис—скол под небольшим углом. В обоих случаях фиксация частиц может осуществляться за счет дальнего или ближнего потенциального минимумов. В гетерогенных системах образуются в основном полидисперсные ассоциации из-за преимущественной агрегации мелких и крупных частиц.

Размер ассоциаций частиц увеличивается до определенного предела, при котором они обретают динамическую устойчивость и теряют способность присоединять новые частицы. Критический размер, при котором наступает стабилизация, зависит от конкретных физико-химических условий. Разнообразие последних приводит к тому, что формируются ультрамикроагрегаты, состоящие из нескольких частиц, или микроагрегаты, которые складываются из значительно большего числа частиц и ультрамикроагрегатов.

Осаждение диспергированных частиц, ультрамикроагрегатов и микроагрегатов в водоемах постепенно приводит к повышению их концентрации и развитию процесса коагуляции, т. е. формированию пространственной структуры. При этом теоретически возможно образование различных типов микроструктуры, модели которых показаны на рис. 3.4. Первые две микроструктуры (см. рис. 3.4, *а*, *б*) формируются при седиментации диспергированного глинистого вещества. Коагуляция в этом случае развивается в придонной части водоема или непосредственно в самом осадке, когда коагулируют элементы с частично стабилизированной поверхностью. Это относится прежде всего к анизометричным частицам трубчатой или пластинчатой формы, для которых характерна более низкая стабилизация боковых сколов по сравнению с базисными поверхностями. Этот же эффект наблюдается в кислой и нейтральных средах из-за наличия положительных зарядок боковых сколов. В обоих случаях при достижении определенной концентрации взвеси в придонной части водоема происходит ее коагуляция с образованием пространственной высокопористой структурной сетки по типу «карточного домика» (см. рис. 3.4, *б*).

В том случае, когда глинистое вещество в диспергированном состоянии хорошо стабилизировано, оно способно оседать на дно водоема и образовывать достаточно компактный осадок с хорошей ориентацией частиц по напластованию (см. рис. 3.4, *а*). После накопления осадка и, возможно, некоторого его уплотнения в нем развиваются процессы стесненной коагуляции в дальнем потенциальном минимуме в результате коллективного взаимодействия частиц. Возникающие в обоих случаях микроструктуры можно назвать диспергированно-коагулированными.

При осаждении агрегированного глинистого вещества возможно образование микроструктур, аналогичных рассмотренным, с той только разницей, что они формируются не отдельными частицами, а ультрамикроагрегатами и микроагрегатами.

В придонной части водоема идет коагуляция ультрамикроагрегатов и микроагрегатов по типу базис—скол и скол—скол, что обуславливает возникновение высокопористой структуры ячеистого типа (см. рис. 3.4, *г*). При хорошей стабилизации ультрамикроагрегатов и микроагрегатов происходит их независимое осаждение и стесненная коагуляция, т. е. формируется хорошо ориентированный плотный осадок (см. рис. 3.4, *в*). По механизму образования эти микроструктуры можно отнести к агрегированно-коагулированным.

Рассмотренные модели глинистых осадков являются сугубо теоретическими и относятся к системам с содержанием глинистого материала не менее 40 %, когда более крупные обломочные зерна не влияют на развитие процесса структурообразования. Как показали исследования природных глинистых осадков, проведенные Р. Пушем, А. С. Поляковым, В. И. Осиповым и В. Н. Соколовым, первые три микроструктуры в природных условиях встречаются крайне редко или отсутствуют. Их образование возможно искусственным путем в лаборатории или при промышленном производстве с соответствующей химической обработкой глинистых дисперсий. Разработка технологии получения таких осадков имеет большое практическое значение. Например, для буровых растворов с максимально выраженными тиксотропными свойствами необходима глинистая система, с микроструктурой типа представленной на рис. 3.4, *г*, а в технологии производства высококачественной бумаги возникает необходимость в получении каолиновой массы с хорошей организацией структурных элементов (см. рис. 3.4, *а, в*).

Исследователи, изучавшие природные глинистые осадки, отмечали преобладание у них агрегированно-коагулированной микроструктуры ячеистого типа (см. рис. 3.4, *г*). Эта микроструктура встречается в условиях как морских, так и пресноводных бассейнов. В зависимости от условий формирования и минерального состава образующиеся микроструктуры различаются строением микроагрегатов и характером их взаимодействия в ячейке. Наиболее широко распространены три разновидности ячеистых микроструктур. Первая характерна главным образом для осадков каолинового состава и образована вытянутыми микроагрегатами, строение которых напоминает сдвинутую колоду карт (см. рис. 3.4, *д*). Частицы внутри микроагрегата и микроагрегаты между собой взаимодействуют в основном по типу базис—базис и базис—скол под малыми углами.

Вторая разновидность ячеистой микроструктуры свойственна глинистым осадкам монтмориллонитового и смешаннослойного состава (с большим числом набухающих прослоев). Она сложена плотными листообразными микроагрегатами неправильной формы со слегка закрученными краями (см. рис. 3.4, *е*). Границы микроагрегатов выделить трудно, один микроагрегат перекрывает другой, взаимодействуя по типу базис—базис и обра-

зую замкнутую ячейку. Модели, аналогичные приведенным на рис. 3.4, *д*, *е*, впервые были получены Н. О'Брайеном на основании изучения искусственных осадков каолинита и гидрослюд.

Третья разновидность ячеистой микроструктуры наиболее характерна для современных глинистых осадков (см. рис. 3.4, *ж*). Впервые она была описана Р. Пушем. Чаще всего такое строение имеют осадки гидрослюдистого и полиминерального состава. Они отличаются присутствием крупных изометричных микроагрегатов, образованных частицами, взаимодействующими преимущественно по типу базис—скол под небольшим углом и базис—базис.

Глинистые осадки с любой из рассмотренных выше разновидностей ячеистой микроструктуры обладают высокой пористостью (60—90 %). Их естественная влажность превышает влажность на пределе текучести и составляет 55—300 %. Между частицами внутри микроагрегатов существуют дальние и ближние коагуляционные контакты (агрегация соответственно в дальнем и ближнем потенциальных минимумах), а между микроагрегатами доминируют контакты дальней коагуляции. Преобладание коагуляционных контактов обуславливает небольшую прочность осадков (пластическая прочность составляет сотые доли мегапаскаля), скрытотекучую консистенцию и сильную сжимаемость даже под небольшими нагрузками.

3.4. ИЗМЕНЕНИЕ МИКРОСТРУКТУР ПРИ ДИАГЕНЕЗЕ И КАТАГЕНЕЗЕ

Один из важнейших системных признаков структур пород — их изменчивость во времени, или динамичность. Микроструктуры глинистых образований исключительно чувствительны к изменению физических и геохимических полей и поэтому трансформируются в процессе литогенеза. Образующиеся при этом основные типы микроструктур описаны в гл. 1.

Сразу же после отложения осадка начинается его диагенетическое преобразование под влиянием процессов физико-химического уплотнения и дегидратации. В основе физико-химического уплотнения лежит ряд взаимосвязанных процессов: старение алюмокремниевых гелей, агрегация глинистых минералов, изменение состава порового раствора и обменного комплекса, преобразование органического вещества, синерезис и т. д.

При физико-химическом уплотнении изменяются состав и концентрация иловых вод. Одно из наиболее характерных направлений диагенетического преобразования иловых вод — концентрирование в них солей и увеличение содержания Mg^{2+} , Ca^{2+} и K^+ , в результате которого обменный комплекс осадков также претерпевает значительные изменения. Это приводит к уменьшению гидрофильности глинистых частиц и степени диффузности их ДЭС.

Указанные процессы служат причиной старения глинистых осадков, интенсивно развивающегося на первых стадиях их преобразования и обычно фиксируемого при уменьшении коллоидной активности тонкодисперсной фракции сверху вниз по разрезу. Снижение гидрофильности, в свою очередь, вызывает самопроизвольное уплотнение и дегидратацию осадка, усиление контактных взаимодействий и повышение прочности системы.

С увеличением глубины погружения осадка наряду с физико-химическим уплотнением уже на раннем этапе диагенеза начинает развиваться гравитационное уплотнение, также выражающееся в укрупнении микроагрегатов, закрытии крупных пор, более плотной упаковке структурных элементов, появлении заметной ориентации глинистых микроагрегатов в плоскости, нормальной к действию уплотняющей нагрузки. Все это обуславливает видоизменение микроструктур осадков на стадии диагенеза: ячеистая микроструктура сменяется вначале ячеисто-матричной (ранний и средний диагенез), а затем в зависимости от содержания обломочных частиц и напряженного состояния толщи — матричной (средний и поздний диагенез) или турбулентной (поздний диагенез). Пористость системы при этом изменяется от 60—90 % на начальном этапе до 30—40 % на конечном.

Физико-химическое и гравитационное уплотнение глинистых осадков сопровождается заметным ростом структурного сцепления, что объясняется увеличением числа контактов в единице объема породы и изменением характера контактных взаимодействий между структурными элементами. На раннем и среднем этапах диагенеза происходит постепенное преобразование дальних коагуляционных контактов в ближние (табл. 3.1; рис. 1.4, а) путем частичного отжатия связанной воды из зоны контакта и усиления взаимодействия между структурными элементами. При дальнейшем повышении давления на позднем этапе диагенеза ближние коагуляционные контакты трансформируются в переходные (см. табл. 3.1 и рис. 1.4, б). Изменение характера контактных взаимодействий обуславливает постепенную смену типа структурных связей в глинах при их диагенезе: от дальних и ближних коагуляционных на раннем этапе они постепенно переходят к преимущественно ближним коагуляционным на среднем этапе и смешанным (коагуляционно-переходным) на позднем.

В соответствии с этим изменяются физико-механические свойства глин (см. табл. 3.1). На раннем этапе диагенеза они сохраняют многие особенности молодых осадков: при деформировании ведут себя как текучевязкие системы, обладающие невысокой прочностью, сильной сжимаемостью и характерными тиксотропными свойствами. Пластическая прочность их не превышает 0,1 МПа, сцепление составляет 0,01—0,03 МПа, а угол внутреннего трения 5—12°.

С развитием ближних коагуляционных контактов глины переходят в типичные пластичные системы, которые отличает вяз-

Изменение характера контактов и свойств глинистых отложений при литогенезе

Стадии литогенеза	Характеристика глинистых отложений									
	Преобладающие типы контактов	Средняя прочность единичного контакта, Н	Пористость, %	Влажность	Набухание	Характер деформирования	Модуль общей деформации, МПа	Прочность пластическая P_m и на одноосное сжатие R_c , МПа	Угол внутреннего трения, градусы	Сцепление, МПа
Седиментогенез	Дальние коагуляционные	10^{-10}	70—90	$W \gg W_L$	Не набухают	Вязкотекучий	0,3—1	$P_m = 0,02—0,05$	0—7	0,01
Диagenез ранний	Дальние и ближние коагуляционные	—	55—70	$W > W_L$	Слабо набухают	Текучевязкий	1—3	$P_m = 0,03—0,1$	5—12	0,01—0,03
средний	Ближние коагуляционные	$10^{-10}—10^{-8}$	40—55	$W_p < W < W_L$	Набухание среднее	Вязкий	3—10	$P_m \approx R_c = 0,1—0,5$	10—22	0,03—0,08
поздний	Ближние коагуляционные и переходные	$10^{-8}—10^{-6}$	30—40	$W < W_p$	Набухание высокое	Упруговязкий	10—30	$P_m = 0,3—0,5; R_c = 0,3—1,2$	14—26	0,08—0,2
Катагенез	Цементационные и кристаллизационные	$10^{-6}—10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	—	—
		$10^{-6}—10^{-2}$	25—30	$W \ll W_p$	Не набухают	Упругий	30—100	$R_c = 1—30$	22—38	0,2—1

кий характер деформации, способность к пластическому течению в широком интервале нагрузок с наибольшей пластической (шведовской) вязкостью, средние значения показателей сжимаемости и набухаемости (структурное сцепление 0,03—0,08 МПа и угол внутреннего трения 10—22°; см. табл. 3.1).

Появление структурных связей смешанного типа на позднем этапе диагенеза обуславливает существенное изменение прочностных и деформационных свойств глин. Возникновение более прочных переходных контактов приводит к образованию жесткого каркаса, способного воспринимать внешнюю нагрузку на начальной стадии деформирования. Поэтому под нагрузками меньше прочности жесткого каркаса эти глины ведут себя, как упругие системы, а при разрушении каркаса и более высоких нагрузках деформируются как пластичные тела. Сжимаемость таких глин заметно снижается, а показатели прочностных свойств возрастают (структурное сцепление 0,08—0,2 МПа и угол внутреннего трения 14—26°), величина набухания достигает максимального значения.

Нормальный цикл процесса уплотнения глинистых систем на стадии диагенеза при определенных условиях может нарушаться, что приводит к образованию так называемых «недоуплотненных» или, наоборот, «переуплотненных» глин. В первом случае уплотнение системы отстает от нормального хода этого процесса, что обычно наблюдается в глинистых осадках с высоким содержанием органического вещества и активным развитием микробиологических процессов. Низкие коэффициенты фильтрации и постоянное генерирование бактериями газового компонента являются причинами высокого порового давления в таких системах и их «недоуплотнения».

Образование «переуплотненных» глин связано с ранним развитием процесса цементации на среднем и позднем этапах диагенеза. Появление цементационных контактов приводит к формированию смешанного коагуляционно-цементационного типа структурных связей, что определяет повышенную структурную прочность таких глин по сравнению с аналогичными глинами, не испытавшими цементации.

При переходе от диагенеза к катагенезу происходят дальнейшее уплотнение и упрочнение структуры глин. На этой стадии литогенеза большинство глин приобретает турбулентное или ламинарное микростроение. Переходные контакты постепенно трансформируются в цементационные и кристаллизационные (см. табл. 3.1 и рис. 1.4, *в*, *г*). Формирование первых связано с процессами цементации, активно развивающимися на стадии катагенеза и приводящими к возникновению прочной структуры, характерной для сцементированных глин. Кристаллизационные контакты возникают в основном под влиянием высокого давления и диффузионных процессов, что вызывает «холодную сварку» микрокристаллов глинистых минералов по их базисным по-

верхностям и образование крупных агрегатов, характерных для плотных аргиллитоподобных глин.

В результате таких преобразований грунты, претерпевшие катагенез, становятся типичными твердыми телами, для которых характерны упругая деформация вплоть до хрупкого разрушения, низкая сжимаемость, высокие показатели сопротивления сдвигу (см. табл. 3.1), отсутствие набухания в ненарушенном сложении.

Часть II

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОСТРУКТУР ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глава 4

МЕТОДИКА КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ И ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МИКРОСТРУКТУР С ПОМОЩЬЮ КОМПЛЕКСА РЭМ—МИКРОЭВМ

Среди многочисленных методов, применяемых для изучения микроструктур глинистых пород, наиболее информативна и наглядна растровая электронная микроскопия (РЭМ). Важным преимуществом РЭМ является то, что она дает возможность получать изображение исследуемой микроструктуры и выполнять различные операции по обработке этого изображения и количественной оценке ее морфометрических и геометрических признаков. Метод позволяет выполнять исследования на небольшом образце в широком диапазоне увеличений: от оптических до электронно-оптических.

В настоящее время разработано достаточно много методик и приборов для количественного анализа РЭМ-изображения поверхности скола образца. Однако из-за отсутствия единой методики препарирования объектов, выбора режимов работы РЭМ, а также многообразия применяемых программ по обработке данных, получаемые результаты имеют различную степень достоверности и часто не могут быть сопоставлены между собой. Поэтому для проведения корректного количественного анализа микроструктуры должны выполняться определенные требования, главные из которых следующие:

1) методика подготовки образцов не должна искажать их реальную микроструктуру;

2) необходимо выбирать такой режим работы РЭМ, который, во-первых, обеспечивает получение изображения реальной микроструктуры, а во-вторых, отвечает формальным требованиям анализа, т. е. получению бинарного (черно-белого) изображения с четкими границами между твердыми структурными элементами и порами;

3) для количественного описания микроструктуры по РЭМ-изображениям требуется использование достоверных количественных показателей и правильно разработанного алгоритма, учитывающего специфику анализируемых образцов;

4) для распространения количественных результатов, полученных по одному «точечному» определению, на весь образец его микроструктура должна обладать свойством однородности,

т. е. при каждом фиксированном увеличении в сколь угодно малой окрестности в любом месте изображения должен сохраняться один и тот же набор структурных элементов;

5) эффективность количественного анализа во многом определяется используемой аппаратурой, которая должна отличаться высоким быстродействием, надежностью эксплуатации и иметь относительно низкую стоимость.

Таким образом, количественный анализ микроструктур глинистых пород должен включать ряд последовательных операций: подготовку образца, выбор режима работы РЭМ, анализ образца на однородность, обоснование определяемых количественных показателей, выбор масштаба изображений, выполнение всех операций по получению качественного изображения и съемку с него необходимой информации, обработку получаемой информации с применением соответствующих алгоритмов и расчет количественных показателей. Ниже будут рассмотрены методические особенности всех этих операций.

4.1. ПОДГОТОВКА ОБРАЗЦОВ К АНАЛИЗУ

Выбор правильной методики подготовки образцов глинистых пород к количественному анализу морфометрических и геометрических признаков их микроструктуры — один из самых ответственных моментов, во многом определяющий успех проведения количественного анализа и достоверность получаемых результатов. Поэтому перед проведением анализа исследователи должны знать характеристику образцов и в зависимости от типа и состояния грунта использовать ту или иную методику препарирования. Особое внимание следует обращать на сушку образцов и получение исследуемой поверхности. Именно от этих операций зависит получение препарата с ненарушенным строением и высокое качество РЭМ-изображений, удовлетворяющих формальным требованиям анализа.

4.1.1. Сушка образцов

В связи с тем, что микроструктура в РЭМ изучается в условиях глубокого вакуума (10^{-2} — 10^{-3} Па), исследуемые образцы пород должны быть полностью обезвожены. В зависимости от типа глинистой породы возможно применение различных способов сушки образцов: в термостате, замещение поровой влаги, в критической точке, вакуумная морозная сушка.

Сушка на воздухе или в термостате — наиболее простой и наименее трудоемкий способ. Как правило, его применяют для дегидратации пород с жесткими кристаллизационными связями — магматических, метаморфических, осадочных сцементированных (песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы), осадочных химических и органогенных (извест-

няки, доломиты и т. п.). Этим же способом можно готовить к анализу высоколитифицированные и сильноуплотненные глины, в которых преобладают фазовые и переходные контакты. Сушка таких пород на воздухе или в термостате не вызывает заметного изменения линейных и объемных размеров образцов. Это дает основание считать, что обезвоживание образцов не вызывает изменения их микроструктуры. Для пластичных водонасыщенных глинистых пород данный способ сушки практически не применим, так как процесс дегидратации в них обязательно сопровождается усадкой образца, обусловленной силами поверхностного натяжения, а также наличием в глинистой фракции набухающих минералов. В силу этого происходит существенное изменение как морфометрических, так и геометрических характеристик микроструктуры образца.

Сушка замещением поровой влаги основана на замене поровой влаги жидкостью с низким поверхностным натяжением [47]. Для насыщения используют растворы органических веществ, таких как метанол, эфир, изопентан и глицерин. Наиболее часто применяют ацетон. Такое замещение поровой влаги приводит к тому, что при высушивании образцов их усадка уменьшается вследствие значительного снижения поверхностного натяжения. Например, поверхностное натяжение ацетона ($2,37 \cdot 10^{-2}$ Н/м) приблизительно в 3 раза меньше, чем у воды ($7,27 \cdot 10^{-2}$ Н/м). Замещение поровой влаги ацетоном производят последовательным насыщением образца растворами ацетона с постепенно возрастающей концентрацией: сначала 5, затем 25, 50, 75 и 100 %. При каждой концентрации образец выдерживают в течение одних суток. К недостаткам данного метода следует отнести возможность некоторого набухания или размокания глинистых образцов на первых стадиях насыщения. Кроме того, может происходить формирование органоминеральных комплексов при взаимодействии породы с органическими растворами.

Сушка в критической точке применяется для обезвоживания главным образом биологических объектов [47]. Суть методики заключается в создании условий критического давления p_c и температуры t_c , при которых исчезает граница между жидкостью и паром. Однородный флюид, в котором отсутствуют мениски и соответственно силы поверхностного натяжения, удаляется из порового пространства образца.

Однако применение этой методики для сушки водонасыщенных образцов глинистых пород не всегда оказывается возможным, вследствие сложности достижения параметров воды в критической точке $p_c = 22,39$ МПа и $t_c = 374$ °С. В связи с этим не все глинистые породы могут выдержать столь высокие температуру и давление. Поэтому поровый раствор сначала должен быть замещен на диоксид углерода CO_2 , у которого $p_c = 7,55$ МПа и $t_c = 31,5$ °С, или оксид азота N_2O с $p_c = 7,41$ МПа и $t_c = 26,5$ °С. Поскольку эти жидкости плохо смешиваются с водой, содержа-

щейся в порах породы, ее следует предварительно заместить жидкостью с низким поверхностным натяжением (ацетон, фреон, этиловый или метиловый спирт), что может привести к частичному разрушению образца.

В практике электронно-микроскопических исследований для подготовки образцов глинистых пород наиболее широко используют метод вакуумной морозной сушки. Первоначально этот метод применялся для обезвоживания биологических объектов (лиофильная сушка), затем — и для дегидратации влажных образцов пород [20, 21, 47].

В основе метода — принцип быстрого замораживания влажного образца с последующим удалением из пор льда путем его сублимации в вакууме.

При быстром замораживании при температуре -40°C и ниже вода переходит в твердое состояние, причем в ней происходит образование гомогенных центров кристаллизации, приводящее к формированию тонко-, а иногда и скрытокристаллической структуры льда. Такой переход исключает рост крупных кристаллов льда, способных разрушить структуру образца, и не сопровождается его объемным расширением.

Для сохранения скрытокристаллической структуры льда в процессе сублимации необходимо соблюдать следующие условия: образец должен быть быстро и равномерно заморожен по всему объему при предельно низких температурах, а в процессе сублимации в вакууме необходимо поддерживать низкую температуру, исключающую возможность рекристаллизации льда. Быстрое и равномерное промораживание образца достигается выбором его оптимальной формы и использованием сильного охладителя.

Для достижения максимальной скорости охлаждения образца обычно применяют жидкий азот с температурой кипения -196°C . Причем, для предотвращения появления на поверхности образца теплоизоляционной рубашки из пузырьков газа, образующейся вследствие вскипания азота при контакте с «теплым» образцом, замораживание следует проводить в инертном охладителе, например в изопентане ($t_{\text{зам}} = -161^{\circ}\text{C}$; $t_{\text{к}} = +27^{\circ}\text{C}$ [47]). Последующая сублимация льда из замороженного образца должна протекать при строгом соблюдении соотношения между давлением вакуума, температурой образца и расстоянием от его поверхности до стенок камеры (конденсора). Конденсор необходим для фиксации и замораживания молекул пара воды. Расстояние от поверхности конденсора до образцов не должно превышать длину свободного пробега молекул пара при соответствующем давлении. В противном случае обратное осаждение молекул паров воды на поверхность образца может существенно повысить его температуру, что приведет к нарушению режима сублимационной сушки.

Экспериментальные данные, полученные К. Товеем и П. Смартом [47] при изучении процессов рекристаллизации

льда в замороженных образцах, показали, что температура сублимации глинистых образцов может достигать -60°C при давлении вакуума порядка 10^{-3} Па.

Для вакуумной морозной сушки глинистых образцов разработана специальная установка [21]. Давление в камере образцов установки составляет 10^{-3} Па, а температура достигает -60°C (контролируется с помощью термометра). Конденсором служит участок металлической торелли, в который ударяет струя холодного азота, охлаждающая всю систему. Расстояние между конденсором и образцами не превышает 80 мм. Установка позволяет за 18—20 ч высушивать до 30 образцов глинистых грунтов сечением 1×1 см и толщиной до 0,5 см.

Данные количественного анализа образцов глинистых пород, высушенных способами вакуумной морозной сушки и на воздухе, показали, что первые имеют максимальную пористость, большое число крупных изометричных пор и характеризуются минимальной усадкой.

На основании этих результатов можно сделать вывод о том, что вакуумная морозная сушка — одна из наиболее приемлемых методов подготовки влажных глинистых образцов к количественному анализу морфометрических и геометрических характеристик микроструктуры пород.

4.1.2. Выбор исследуемого сечения

Для правильной интерпретации данных о микроструктуре образцов грунтов, изучаемых в РЭМ, а также для создания у исследователя правильного представления о размерах и формах структурных элементов и пор, а также об ориентации их в пространстве, необходимо изучение как можно большего числа сечений. Поэтому некоторые исследователи считают, что полное представление о микростроении можно получить при изучении трех взаимно перпендикулярных сечений одного образца [47].

Как показывают экспериментальные исследования, для образцов с ориентированной микроструктурой наблюдаются существенные различия в морфометрических и геометрических признаках микростроения в ортогональных сечениях. При этом направление и степень ориентации наиболее правильно определять по одному из перпендикулярных сечений, в то время как по другому перпендикулярному сечению данные будут несколько искажены. Параллельное напластованию сечение вообще не пригодно для количественной оценки ориентации, так как на нем видны довольно изометричные в плане микроагрегаты глинистых частиц. Аналогично меняются от сечения к сечению размер и форма твердых структурных элементов. На двух перпендикулярных сечениях можно оценить лишь толщину структурных элементов, а также длину и ширину пор, сообщающихся по напластованию. На параллельном сечении удобнее оцени-

вать диаметры уплощенных частиц и их микроагрегатов, хотя очень часто твердые структурные элементы перекрывают друг друга и определение их действительных размеров затруднено.

Несколько иная ситуация наблюдается при исследовании образцов с достаточно однородной и неориентированной микроструктурой. В этом случае практически на всех сечениях повторяется довольно одинаковый структурный мотив. В таких породах можно ограничиться исследованием какого-либо одного случайного сечения, количественный анализ морфометрических и геометрических признаков которого дает достаточно реальную характеристику микроструктуры [36].

Таким образом, выбор исследуемого сечения при РЭМ-съемке в основном определяется однородностью изучаемой микроструктуры. При этом в породах с ориентированной микроструктурой наибольшую информацию несут сечения перпендикулярные к напластованию, тогда как в однородных и неориентированных породах можно рассматривать любое случайное сечение. В некоторых случаях сечение выбирают исходя из поставленных задач (например, просмотр зоны сдвига, оценка проницаемости вдоль выбранного направления и т. д.).

4.1.3. Подготовка поверхности образцов

Исследование микроструктуры в РЭМ возможно при наличии микрорельефа на изучаемой поверхности образца. Вследствие большой глубины фокуса и формирования полутонного РЭМ-изображения, оно воспринимается глазом человека, как объемное. РЭМ-изображения (электронные микрофотографии) отличаются чрезвычайно большим диапазоном изменения яркости и контрастности. К сожалению, столь высококачественные РЭМ-изображения не могут служить основой для количественного анализа микроструктуры в связи с отсутствием четких границ между порами и частицами, наличием многочисленных затененных и плоских участков, а также контраста, связанного с различием атомных номеров химических элементов, слагающих минералы. Поэтому поверхность образца, на которой проводится количественный анализ, должна быть ровной и лишенной каких-либо «ложных» элементов микрорельефа — выступающих частиц и выколов. Только в этом случае можно получить РЭМ-изображение с четкими границами между частицами и порами. В связи с этим наиболее приемлемым способом подготовки исследуемой поверхности образца является изготовление аншлифа, изображение которого будет состоять из плоских участков, представленных минеральными частицами, и пор с резкими границами. РЭМ-изображение такой поверхности будет максимально приближено к бинарному, и, естественно, в этом случае ошибка, связанная с работой оператора при выборе уровня дискриминации, будет минимальной.

В породах с ориентированной микроструктурой аншлифы, полученные на сечениях, перпендикулярных к напластованию и параллельных ему, будут давать существенно различающиеся бинарные изображения. Поэтому в данном случае целесообразнее делать аншлифы по этим двум сечениям, хотя можно ограничиться лишь перпендикулярным сечением (в породах с однородной и неориентированной микроструктурой это может быть любое произвольное сечение).

В породах с жесткими кристаллизационными связями (аргиллиты, алевролиты, сланцы) наиболее приемлемым способом подготовки поверхности для исследования в РЭМ и последующего количественного анализа является изготовление аншлифов без предварительной пропитки с использованием полировальных полотен с низким ворсом и больших скоростей вращения диска. Для удаления с поверхности и из пор абразивного и смещенного минерального материала, а также предупреждения явления «замазывания» минеральных зерен часто сочетают операции полировки и травления. Один из способов предотвращения выкалывания минеральных зерен — использование при полировке образца возможно меньшего количества полировальной пасты или применение электрополировки образца.

Полированные поверхности образцов с прочными кристаллизационно-цементационными связями можно очищать с помощью ультразвука [47]. При этом образец помещают в пробирку с жидкостью, не растворяющей его поверхность (дистиллированная вода, ацетон или спирт) и пропускают ультразвук. В результате в жидкости образуются интенсивные волновые колебания (микроудары), которые и очищают поверхность.

Наибольшие трудности возникают при подготовке к количественному анализу глинистых пород и особенно их малопрочных разновидностей, таких как илы и пластичные глины. Это объясняется высокой пористостью образцов и явной диспропорцией в величине прочности минеральных частиц и их контактов. Существует несколько методов подготовки плоской поверхности в подобных породах.

Для литифицированных плотных глин и суглинков можно использовать обычную методику зачистки скола на абразивной бумаге с постепенным уменьшающимся диаметром абразива с последующей очисткой клейкой лентой или ионным травлением [47]. К сожалению, после подобной подготовки поверхность все же имеет довольно сильно расчлененный микрорельеф, что затрудняет получение бинарных РЭМ-изображений с четкими границами между порами и скелетным компонентом.

Более качественную (плоскую) поверхность можно получить после пропитки образцов различными полимеризующимися растворами и полировки поверхности по обычной методике подготовки аншлифов. Однако в этом случае существует риск частичного разрушения микростроения в результате внедрения вязкого пропитывающего раствора в слабopрочный пористый обра-

зец, а также имеются сложности с полировкой довольно «мягких» частиц глинистых минералов. Часто при полировке такого аншлифа наблюдается некоторое заминание торцевых участков глинистых частиц и их микроагрегатов. В данном случае, по-видимому, более эффективна зачистка поверхности ионным травлением.

Значительные успехи в препарировании пористых образцов были достигнуты при использовании в качестве пропитывающего вещества раствора полимера (часто метилметакрилата), в который добавлены отвердитель и тонкодисперсный люминесцирующий порошок [18]. В этом случае кусочек пропитываемой породы помещают в вакуумную камеру, а затем насыщают раствором, представляющим собой смесь мономера метилметакрилата, отвердителя и люминофора. Этот раствор довольно быстро проникает в поры образца, после чего образец помещают в термостат, где пропитывающий раствор полимеризуется при температуре 60—70 °С. В дальнейшем поверхность полируют и получают аншлиф. Просмотр такой поверхности в РЭМ в режиме катодolumинесценции позволяет получить четкие бинарные изображения пористой структуры, где яркие участки соответствуют порам (под действием первичного пучка начинается свечение люминофора в полимере, заполняющем поры), а темные — нелюминесцирующим минеральным частицам [18].

В тех случаях, когда получение аншлифа невозможно (например, при подготовке высокопористых слабопрочных образцов илов или лаболитифицированных глин), для количественного анализа рекомендуется применять метод сопряженных поверхностей [43]. Использование этого метода позволяет исключить из рассмотрения ложные поры, являющиеся выколами от частиц. В противном случае погрешность в оценке пористости может достигать 50 % и более. В основу способа положен принцип изучения структуры образцов по суммарному изображению идентичных участков на сопряженных поверхностях раскола образца (рис. 4.1). В этом случае при сложении изображений происходит замещение изображения ложной поры 1 (выкола от частицы) на одной стороне раскола образца (см. рис. 4.1, а) изображением самой частицы на сопряженной поверхности 2 (см. рис. 4.1, б), а истинные поры 4, 5 остаются видны как на сопряженных поверхностях, так и на суммарном изображении (см. рис. 4.1, в).

Наиболее ответственная операция при использовании этой методики — раскалывание образца на сопряженные поверхности. При этом желательно получить как можно более ровные поверхности и исключить возможность выкола частиц из сечения раскола. Наилучшие результаты получаются при раскалывании образца, имеющего форму прямоугольной призмы длиной около 2 см с основанием до 5×5 мм. Подготовка данным способом включает изготовление образца в виде призмы, проточку шейки на образце по периметру для облегчения его раска-

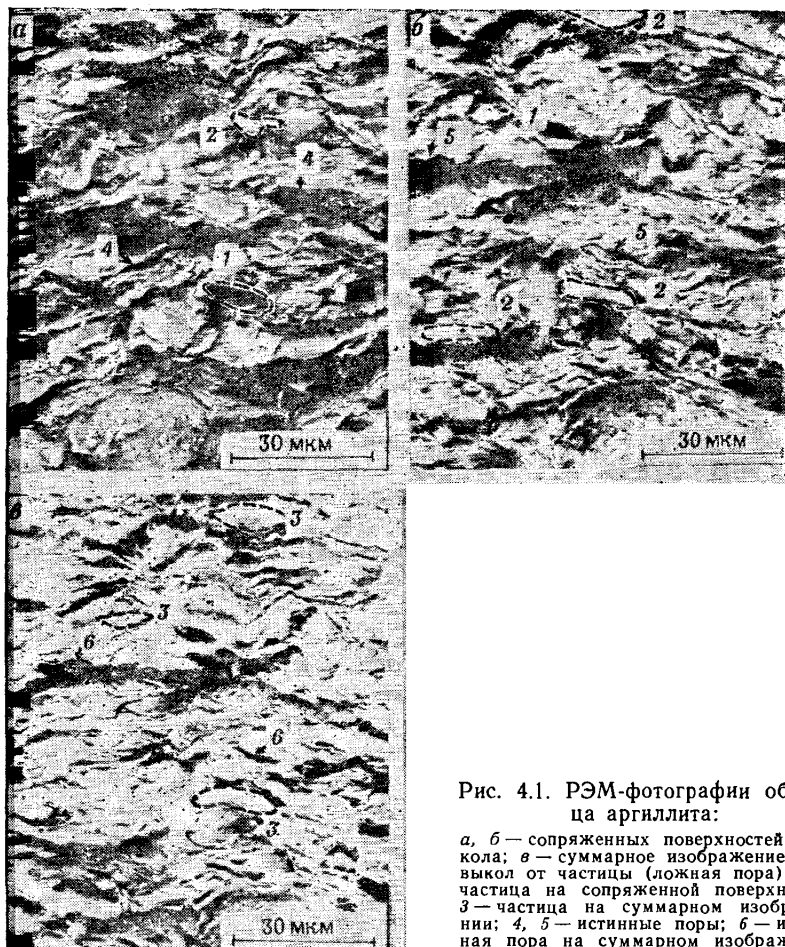


Рис. 4.1. РЭМ-фотографии образца аргиллита:

а, б — сопряженных поверхностей раскола; *в* — суммарное изображение. 1 — выкол от частицы (ложная пора); 2 — частица на сопряженной поверхности; 3 — частица на суммарном изображении; 4, 5 — истинные поры; 6 — истинная пора на суммарном изображении

ливания и получения ровной поверхности, раскол образца специальными кусачками и монтаж образцов с сопряженными поверхностями на смотровом столике.

Одним из способов проверки качества подготавливаемых образцов может быть его контрольное взвешивание до и после раскола. Экспериментальные исследования, проведенные на образцах аргиллитов и высоколитифицированных глин, показали, что при наличии опыта и аккуратной подготовке образца погрешность не превышает 0,3%. Рыхлые и легко выкрашивающиеся образцы лучше раскалывать в замороженном состоянии. Для этой цели перед раскалыванием образец замораживают в ванночке с жидким азотом. Раскалывание образцов в замороженном состоянии снижает практически до нуля вероятность

потери частиц из сечения раскола. Эта методика может быть рекомендована для всех образцов.

Как правило, большинство образцов горных пород, в том числе и глинистых в сухом состоянии, являются хорошими диэлектриками. При облучении пучком электронов их поверхность не только нагревается, но и накапливает электрический заряд, заряжается, что существенно затрудняет, а иногда и исключает возможность получения высококачественного изображения. Поэтому перед изучением диэлектрических образцов в РЭМ на их поверхность наносят тонкую пленку, которая должна удовлетворять следующим требованиям: 1) иметь хорошую электрическую проводимость, обеспечивающую стекание наводимого электростатического заряда; 2) быть сплошной, тонкой (не более 20 нм) и иметь тонкозернистую структуру; 3) прочно удерживаться на поверхности образца и обладать высокой теплопроводностью и термостойкостью; 4) способствовать получению максимальной эмиссии вторичных и отраженных электронов.

Наиболее широко в качестве электропроводных покрытий используются такие вещества, как углерод, золото, сплавы золота с палладием и платины с углеродом. Оптимальный результат достигается при использовании комбинированного напыления: сначала наносят тонкое (толщиной до 0,5 нм) сплошное углеродное покрытие, обеспечивающее хорошую электрическую проводимость поверхности образца, а затем — пленку золота толщиной 10—15 нм, имеющую высокий коэффициент вторичной эмиссии и существенно повышающую яркость и контраст РЭМ-изображения.

Качество наносимой пленки во многом определяется аппаратурой, используемой для напыления (вакуумные термические напылители, установки катодного напыления и т. д.). По сравнению с вакуумными термическими напылителями установка катодного напыления имеет ряд преимуществ, среди которых главное — возможность получения более тонкого (до 5 нм) сплошного электропроводного покрытия. Принцип действия такой установки основан на эффекте бомбардировки тяжелыми ионами мишени — катода. При этом из нее выбивают отдельные атомы металла, которые и осаждаются на поверхность напыляемого образца. При использовании такой установки тонкому, сплошному и равномерному напылению подвергаются все элементы микрорельефа.

Большую трудность при обработке образцов напылением представляет определение толщины электропроводного покрытия, поскольку недонапыленные образцы будут заряжаться, а перенапыление может привести к получению искаженных данных о размере и форме структурных элементов. Современные способы определения толщины напыляемой пленки довольно трудно использовать в практике, поэтому результаты напыления образцов для РЭМ-исследований во многом зависят от опыта и знаний preparатора.

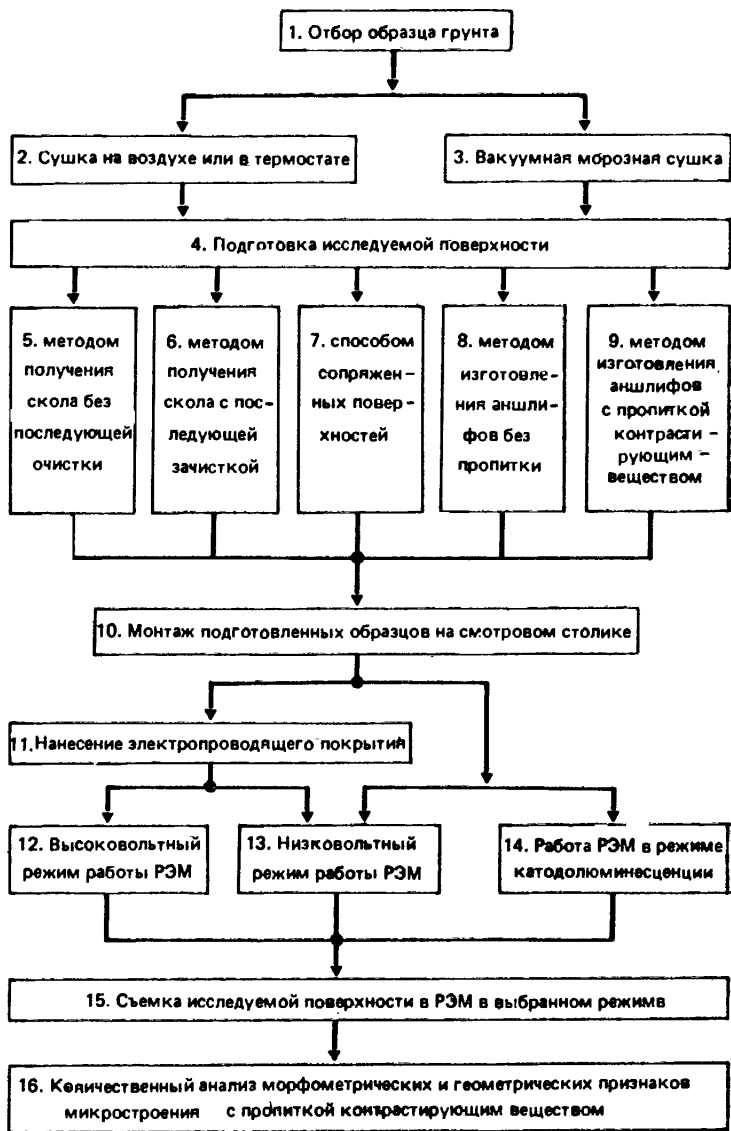


Рис. 4.2. Схема методики подготовки образцов и выбора режимов работы РЭМ для проведения количественного анализа микроструктуры

Для улучшения электрической проводимости контакта исследуемой поверхности со смотровым столиком боковые поверхности образца рекомендуется промазывать электропроводным клеем или специальной краской.

В заключение можно привести обобщенную схему подготовки (рис. 4.2) образцов глинистых пород для количественного

анализа их микроструктуры. Согласно этой схеме, одна из первых операций — это отбор небольшого монолита из обнажения шурфа или керна. Затем образец сушат по одной из предлагаемых методик, после чего проводят соответствующую подготовку поверхности. Последующие операции предусматривают монтаж подготовленных образцов на смотровом столике и нанесение в случае необходимости электропроводного покрытия.

4.2. РЕЖИМЫ РАБОТЫ РЭМ

Наряду с правильной методикой подготовки образцов другим важным условием реализации данного метода является корректность получаемых РЭМ-изображений. Это означает, что они должны адекватно отражать реальную микроструктуру исследуемых пород и удовлетворять формальным требованиям анализа.

РЭМ — универсальный и многоцелевой прибор, позволяющий помимо чисто морфологических исследований проводить изучение химического состава вещества, устанавливать распределение напряжений в образцах, фиксировать наводимые электромагнитные поля и т. д. [25].

При взаимодействии электронного зонда с образцом в нем возникает зона возбуждения, из которой поступают различные сигналы, несущие информацию. Для микроструктурных исследований обычно используют сигналы вторичных электронов, отраженных электронов и катодолюминесценцию. Ниже рассмотрены особенности использования этих видов сигналов для количественного анализа РЭМ-изображений.

4.2.1. Вторичные электроны

Вторичные электроны (ВЭ) — это электроны, эмиттируемые из тонкого (до 50 нм) приповерхностного слоя образца [25] с довольно малыми энергиями (не более $80 \cdot 10^{-19}$ Дж.). Вторичные электроны могут возникать под воздействием первичных электронов исследовательского зонда и отраженных электронов. В первом случае они несут полезную информацию о микротопографии поверхности, а во втором — искажают сигнал, повышая уровень шума. Количество вторичных электронов (коэффициент вторичной электронной эмиссии) в целом слабо зависит от состава вещества. Основное влияние на количество вторичных электронов и их траектории оказывает микротопография поверхности образца. При этом коэффициент вторичной эмиссии сильно возрастает с увеличением угла наклона элементарной площадки на поверхности образца. Контраст C во вторичных электронах прямо пропорционален тангенсу угла наклона θ элементарной площадки к исследовательскому зонду [25]: $C = d \theta \operatorname{tg} \theta$.

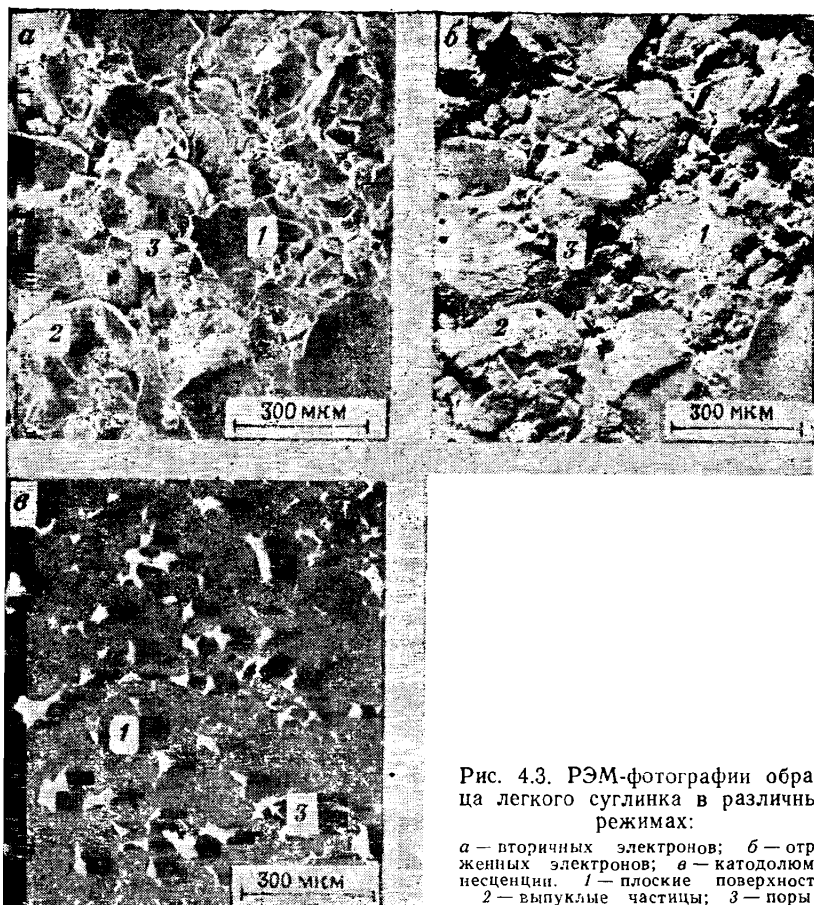


Рис. 4.3. РЭМ-фотографии образца легкого суглинка в различных режимах:

a — вторичных электронов; *б* — отраженных электронов; *в* — катодолуминесценции. 1 — плоские поверхности; 2 — выпуклые частицы; 3 — поры

Анализ этой формулы показывает ограниченность возможностей применения сигнала ВЭ для количественного анализа микростроения, одним из основных условий которого является однозначное соответствие контраста (интенсивности сигнала) вертикальной координате поверхности. При использовании ВЭ контраст S оказывается симметричным направлению изменения угла θ , вследствие чего поры и частицы, имеющие одинаковую кривизну поверхности, могут выглядеть одинаково. Кроме того, величина контраста мало меняется при небольших значениях θ , что искажает информацию о плоских поверхностях (см. рис. 4.3, *a*).

Как правило, сигнал ВЭ можно применять для количественного анализа микроструктур лишь в тех случаях, когда в изучаемом образце существуют четкие границы между твердыми структурными элементами и порами (например, для ячеистых микроструктур молодых глинистых осадков, илов и т. д.).

4.2.2. Отраженные электроны

Отраженные электроны (ОЭ) возникают вследствие упругого рассеяния в образце электронов первичного пучка. Энергия ОЭ может меняться в зависимости от энергии электронов первичного пучка примерно до $80 \cdot 10^{-16}$ Дж. Одна из характерных особенностей сигнала ОЭ — увеличение коэффициента отражения по мере повышения атомного номера вещества, что позволяет применять этот сигнал для изучения химического состава образца. Отраженные электроны могут эмиттировать со значительно большей глубины, определяемой энергией падающего пучка. Например, при энергии падающего пучка $46 \cdot 10^{-16}$ Дж отраженные электроны могут эмиттировать с глубины 0,35 мкм [25].

С точки зрения количественного анализа микроструктуры сигнал ОЭ более корректен. Если поверхность образца обладает микрорельефом, то выход отраженных электронов может локально уменьшаться или увеличиваться в зависимости от положения пучка, т. е. их интенсивность является функцией топографии образца. Причем, контраст изображения в отраженных электронах функционально зависит от косинуса угла падения зонда и от угла между нормалью к поверхности элементарной площадки и направлением на детектор. Если детектор ОЭ располагается под определенным углом к зонду, то для некоторого предела изменения угла γ наблюдается однозначное соответствие интенсивности сигнала углу падения, позволяющее четко различать поры и частицы независимо от характера поверхности последних (см. рис. 4.3, б). Расширение области однозначного соответствия сигнала ОЭ микротопографии исследуемой поверхности может быть достигнуто при использовании парного детектора. На рис. 4.4 показан принцип работы такого детектора.

Сигналы ВЭ (см. рис. 4.4) от частицы I и поры II, имеющих совпадающую при вложении друг в друга морфологию ($\varphi_1 = \varphi_2$), ничем не различаются, что приводит к получению на РЭМ-изображении участков с одинаковой яркостью и, следовательно, ложной информации о структуре образца. При использовании парного детектора отраженных элект-

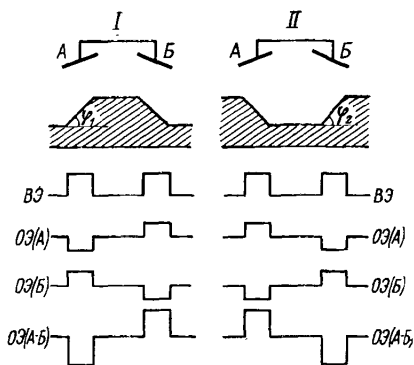


Рис. 4.4. Схема работы парного детектора отраженных электронов:

I — частица и II — пора, имеющие совпадающую при вложении друг в друга форму $\varphi_1 = \varphi_2$. А и Б — детекторы отраженных электронов, образующие парный детектор; ВЭ — сигнал вторичных электронов; ОЭ — сигнал отраженных электронов от детекторов А и Б; ОЭ (А-Б) — разность сигналов отраженных электронов от детекторов А и Б

тронов (А и Б), работающего на вычитание (см. рис. 4.4, кривые сигнала ОЭ(А—Б)) возникает отчетливое различие в сигналах ОЭ, идущих от поры и от частицы. Это явление и позволяет проводить достаточно однозначную дискриминацию изображения пор и частиц. При анализе непропитанных аншлифов и сопряженных поверхностей в режиме ОЭ поры будут темными, а частицы (скелетный компонент) — светлыми. Использование бинарной коллекторной системы отраженных электронов, работающей на вычитание, приводит к тому, что поры на подобных РЭМ-изображениях будут иметь вид темных половинок эллипсов. Это необходимо учитывать при количественном анализе.

4.2.3. Сигнал катодолюминесценции

При бомбардировке твердого тела электронным пучком возникает сопутствующее электромагнитное излучение в видимой, инфракрасной и ультрафиолетовой областях спектра. Обычно такое излучение называется катодолюминесценцией (КЛ). Сигнал КЛ может быть зарегистрирован с помощью фотоумножителя и использован для модуляции яркости электронно-лучевой трубки, что также позволяет получить изображение излучающей поверхности.

Трудность изучения катодолюминесценции, возбуждаемой электронным пучком в РЭМ, связана с низкой интенсивностью сигнала вследствие относительно малой мощности зонда. Для повышения интенсивности получаемого светового сигнала (фотона) целесообразно использовать специальную коллекторную систему [25].

Сигнал КЛ для количественного анализа образцов глинистых пород, пропитанных контрастирующим веществом (люминофором), является наиболее информативным. В этом случае обычно изучают шлифованную поверхность. РЭМ-изображения, получаемые в режиме катодолюминесценции — практически бинарные (см. рис. 4.3, в). При этом наблюдается инвертированный контраст: частицы будут темными, а поры, заполненные контрастирующим веществом, — светлыми.

4.3. ВЫБОР КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ И ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МИКРОСТРУКТУРЫ

4.3.1. Показатели морфометрических признаков

Наиболее распространенный морфометрический показатель микроструктуры — размер пор и частиц, который, как правило, характеризуется их диаметром d . При определении диаметра изометричных частиц и пор правильной формы за d может быть взят любой параметр поры или частицы, позволяющий рассчи-

тать ее площадь, а в некоторых случаях и объем. Однако для структурного элемента неправильной формы ни один из параметров (длина, ширина, толщина) не может быть использован для расчета его объема или площади. В этом случае для определения d пользуются понятием эквивалентной частицы (поры), т. е. частицы (поры), объем которой равен объему оцениваемой, но сферической формы. Тогда

$$d = \sqrt[3]{6V/\pi},$$

где V — объем частицы.

При проведении количественного анализа микроструктуры по плоским изображениям диаметр структурных элементов обычно рассчитывают по методу эквивалентного круга, площадь которого S равна площади исследуемой поры или частицы. В этом случае $d = \sqrt{4S/\pi}$.

Естественно, чем больше анизотропия формы структурного элемента, тем с меньшей точностью определяется его реальный размер по методу эквивалентного круга. Поэтому более достоверными параметрами, непосредственно измеряемыми при количественном анализе РЭМ-изображений, являются площадь пор или частиц и их периметр.

Знание площади и периметра пор позволяет определить такую важную фильтрационную характеристику, как гидравлический радиус пор R_r :

$$R_r = S/P,$$

где S и P — соответственно площадь и периметр поры.

Используя данные о гидравлических радиусах, можно рассчитывать «фильтрационный коэффициент» f_k (мкм²). [27]:

$$f_k = \sum_{i=1}^n \frac{N_i}{N} R_{r,i}^2, \quad (4.1)$$

где n — число пор; N_i/N — содержание (в процентах) пор каждого гидравлического радиуса; $R_{r,i}$ — гидравлический радиус i -й поры.

В связи с тем, что большинство природных глинистых пород отличается полидисперсностью, большое значение при оценке размеров структурных элементов имеет их распределение по размерам: площадям, периметрам, диаметрам, гидравлическим радиусам, суммарным площадям пор в каждом интервале размеров.

Изучение получаемых в ходе анализа кривых распределения структурных элементов грунта по размеру показывает, что в большинстве случаев они имеют полимодальный характер. Это указывает на существование двух совокупностей структурных элементов, которые, например, могут интерпретироваться как частицы и микроагрегаты (зерна) или как межчастичная и межмикроагрегатная пористость.

Очень важно не только получить кривую распределения пор (частиц) по размерам, но и установить закон этого распределения и его основные характеристики, такие как средний размер ($S'_{\text{ср}}, P'_{\text{ср}}, d'_{\text{ср}}, R'_{\text{г ср}}$), его дисперсия, модальное значение, асимметрия кривой распределения. Все эти характеристики могут быть получены при количественном анализе.

Для оценки формы пор (частиц) различными авторами предлагалось довольно много количественных показателей, среди которых наиболее универсальный — фактор формы $K'_{\text{ф}}$ (в литературе используется термин «коэффициент формы»), предложенный С. А. Салтыковым. Этот показатель определяют как отношение периметра круга, равновеликого площади рассматриваемого изображения структурного элемента на случайной плоскости, к периметру этого изображения:

$$K'_{\text{ф}} = 3,545 \sqrt{S/P},$$

где S и P — соответственно площадь и периметр изображения поры (частицы).

С. А. Салтыков приводит следующие значения $K'_{\text{ф}}$ различных плоских фигур: круг 1; квадрат 0,886; правильный шестиугольник 0,953; правильный треугольник 0,777.

В тех случаях, когда форма пор отражает определенный процесс, проходящий в грунте (например, компрессию или сдвиг), в результате которого исходные изометричные кругоподобные поры трансформируются в эллипсы, изменение значений $K'_{\text{ф}}$ от 1 до 0 можно рассматривать как отражение процесса формирования анизометричных эллипсоподобных пор.

Количественными показателями пористости при анализе микроструктуры пород по их РЭМ-изображениям являются общая площадь S и периметр P пор. С помощью этих параметров, непосредственно измеряемых по изображению, может быть оценена общая пористость плоского сечения $n_{\text{из}}$ как отношение общей площади пор к площади всего изображения:

$$n_{\text{из}} = S/S_{\text{из}}. \quad (4.2)$$

Возможность одновременного расчета при количественном анализе числа структурных элементов позволяет оценить такие важные характеристики их размера, как средняя площадь $S_{\text{ср}}$ и средний периметр $P_{\text{ср}}$:

$$S_{\text{ср}} = S/N \text{ и } P_{\text{ср}} = P/N,$$

где N — число пор или частиц.

Изучение литературных данных и экспериментальные исследования показали, что для всех проанализированных образцов глинистых пород отмечается довольно устойчивое, но несколько смещенное равновесие между общей пористостью, найденной по традиционной методике, и пористостью, рассчитанной по плоскому изображению аншлифа. Как правило, характери-

стики порового пространства, полученные по плоскому изображению, меньше объемных значений, но для глинистых пород с однородной и неориентированной микроструктурой эти различия минимальны и составляют не более 20 % общей пористости.

В глинистых породах с неоднородной микроструктурой (переотложенные морские глины, некоторые моренные и элювиальные суглинки) это отличие может достигать 40 %. К сожалению, сравнительная оценка искажений размеров и формы пор в настоящее время не представляется возможной из-за отсутствия надежных стандартных способов их измерения. Ртутная порометрия, строго говоря, не может применяться как эталонный способ оценки распределения пор по размерам во многих типах глинистых пород в связи с большой вероятностью разрушения их структуры при внедрении ртути под давлением.

При количественном анализе скелетного компонента породы измеряют общую площадь частиц и их периметр. На основании этих данных можно рассчитать такую важную характеристику глинистой породы, как удельная объемная поверхность S_0 . Для глинистых пород с однородной и неориентированной микроструктурой этот показатель с большой достоверностью можно определить по одному случайному сечению. При наличии преимущественной ориентации структурных элементов для получения указанной характеристики необходимо изучить как перпендикулярное, так и параллельное сечение.

Помимо описанных морфометрических показателей микроструктуры на плоском РЭМ-изображении можно анализировать кривизну границы пор и частиц, что позволяет определить число связанных пор или контактов между частицами. Наиболее точная корреляция получаемых параметров связности и числа контактов наблюдается у глобулярных однородных и неориентированных структур.

4.3.2. Показатели геометрических признаков

Одним из наиболее распространенных методов оценки геометрических признаков микроструктуры или ориентации структурных элементов в глинистых породах по РЭМ-изображениям является метод градиента интенсивности сигнала [47, 49]. Он основан на оценке локального градиента интенсивности сигнала V в каждой точке по двум направлениям: dI/dx и dI/dy . Величину градиента можно рассчитать по формуле

$$V = \sqrt{(dI/dx)^2 + (dI/dy)^2},$$

где I — яркость в данной точке.

Кроме того, вычисляют направление градиента интенсивности сигнала:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{dI/dy}{dI/dx}.$$

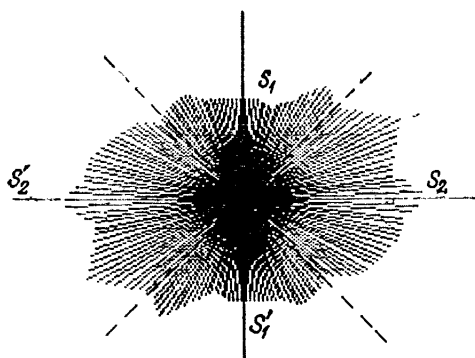


Рис. 4.5. Роза ориентации структурных элементов, полученная с помощью метода градиента интенсивностей сигнала с РЭМ-изображения глинистой породы:

S_1, S_1', S_2, S_2' — площади радиальных сегментов

Съем информации о значениях градиента интенсивности сигнала ведется при разбиении изображения на массив 128×128 элементов. Ограничение диапазона изменения характеристик dl/dx и dl/dy определяется выделением на РЭМ-изображении 256 уровней серого тона (от 0 до 255). Программа расчета ориентации предусматривает анализ исследуемого изображения по 20 угловым направлениям в диапазоне изменения угла от $+90^\circ$ до -90° .

По результатам анализа строят розу ориентации (рис. 4.5), длина лучей которой представляет относительную величину градиента интенсивности сигнала в процентах. Сумма градиентов интенсивности сигнала по всем направлениям всегда равна 100 %.

Направление преимущественной ориентации определяют по нормали к направлению максимального градиента интенсивности сигнала.

В экспериментах, проведенных авторами, программа обьчета ориентации была составлена таким образом, что направление максимальной оси соответствовало преимущественному направлению ориентации структурных элементов в плоскости изображения.

По полученной розе ориентации можно рассчитать параметр степени ориентации — коэффициент анизотропии A_r :

$$A_r = \left(1 - \frac{S_1 + S_1'}{S_2 + S_2'}\right) \cdot 100\%,$$

где $S_1 + S_1'$ и $S_2 + S_2'$ — суммарные площади радиальных сегментов вдоль минимальной и максимальной осей розы ориентации.

Экспериментальные исследования на большой группе образцов глинистых пород показали хорошую сходимость значений коэффициента анизотропии A_r , рассчитанного по методу градиента интенсивности сигнала, с величинами коэффициента ориентации C_p и коэффициента объемной ориентации K_m , определенными с помощью рентгеновского и магнитного методов соот-

ответственно. Корреляционный график между A_r и C_p описывается уравнением регрессии $A_r = 8,876C_p - 3,728$, а зависимость между A_r и K_m имеет вид $A_r = 8,076K_m - 7,895$. Обе зависимости характеризуются высокими значениями коэффициентов корреляции: $R_{A_r-C_p} = 0,85$; $R_{A_r-K_m} = 0,86$.

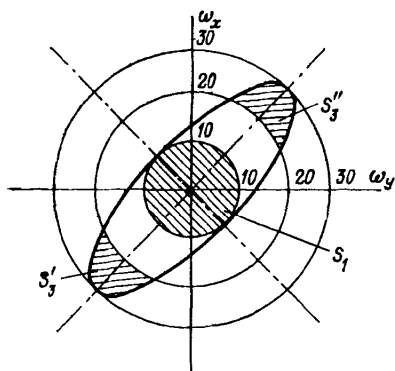
4.3.3. Интегральные характеристики микроструктуры

Одно из преимуществ количественного анализа РЭМ-изображений — возможность получения интегральных характеристик микроструктуры, учитывающих размер, форму и ориентацию структурных элементов. С этой целью была разработана методика проведения Фурье-анализа РЭМ-изображения. При этом производится быстрое дискретное двумерное преобразование Фурье от полутонового РЭМ-изображения, которое представляется в виде картин, аналогичных оптической дифракции, и описывается как дискретный спектр Фурье. Дискретный спектр Фурье может рассматриваться в качестве источника признаков дискретного изображения. Поэтому, интегрируя дискретный спектр Фурье по кольцевым и радиальным сегментам можно соответственно установить распределение структурных элементов по размерам независимо от ориентации и распределение по ориентации независимо от размеров.

Интегральные характеристики структуры оценивались по двум параметрам — дисперсности D и анизотропии A . Дисперсность представляет собой отношение интеграла спектра Фурье по кольцевому сегменту для гармоник с 1-й до 10-й к аналогичному интегралу для гармоник с 20-й до 30-й. Сказанное может быть пояснено с помощью рис. 4.6, на котором приведен спектр Фурье РЭМ-изображения и графически показаны интегралы по кольцевым сегментам в виде площадей S_1 , S_3' , S_3'' . В данном случае параметр дисперсности может быть рассчитан следующим образом: $D = S_1 / (S_3' + S_3'')$.

Физический смысл параметра D заключается в интегральной оценке степени крупности структурных элементов. Для увеличения в 1000 раз показатель D будет характеризовать отношение числа структурных элементов (пор и частиц) с размерами более 10 мкм к числу структурных элементов с размерами менее 5 мкм. Обычно параметр дисперсности изменяется от 0,3—0,4 у очень тонко дисперсных структур до 2,9—3,5 у очень крупно дисперсных.

Расчет показателя анизотропии A можно пояснить с помощью рис. 4.7. Если структура изотропная, то спектр Фурье такого изображения имеет форму круга, а если исследуемая структура имеет преимущественную ориентацию структурных элементов вдоль горизонтальной оси, то ее спектр Фурье имеет форму эллипса, вытянутого вдоль вертикальной оси. Показатель анизотропии такой структуры можно рассчитать как отношение суммы интегралов спектра Фурье по радиальным сег-



← Рис. 4.6. Расчет параметра дисперсности D по спектру Фурье:
 S_1, S'_3, S''_3 — интегралы по кольцевым сегментам

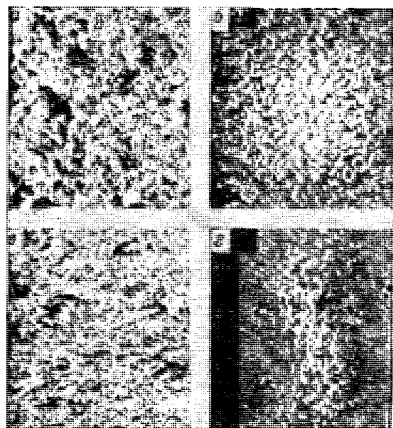


Рис. 4.8. Результаты Фурье-анализа для глинистых пород:
 a — РЭМ-изображение образца морской глины mQ_3 ; b — спектр Фурье; $в$ — РЭМ-изображение образца аргиллита K_1 ; $г$ — спектр Фурье

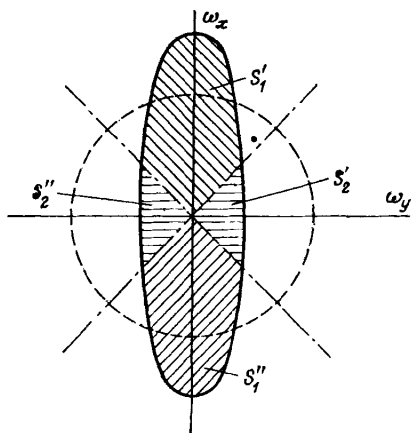


Рис. 4.7. Расчет параметра анизотропии A по спектру Фурье:
 S_1, S'_1, S_2, S'_2 — интегралы по радиальным сегментам

ментам вдоль вертикальной оси к аналогичной сумме по горизонтальной: $A = S'_1 + S''_1 / (S'_2 + S''_2)$. Параметр A может меняться от 1 у изотропных структур до 4 у высокоориентированных.

На рис. 4.8, $a, б$ приведены соответственно полутонное РЭМ-изображение образца морской верхнечетвертичной глины и его дискретный спектр Фурье. Микроструктура неориентированная и достаточно тонкодисперсная, о чем свидетельствует спектр в виде круга с параметрами анизотропии $A = 1,03$. На рис. 4.8, $в$ приведена ориентированная микроструктура аргиллита раннемелового возраста, спектр Фурье (см. рис. 4.8, $г$) которого имеет форму сильно вытянутого эллипса с параметрами анизотропии $A = 3,3$.

Коэффициент анизотропии A , определенный по спектру Фурье, связан тесной корреляционной зависимостью с коэффи-

центами анизотропии A_r , рассчитанными с помощью метода градиента интенсивности сигнала. Уравнение регрессии имеет вид $A = 0,0266A_r + 0,9181$, а коэффициент корреляции $R_{A-A_r} = 0,93$.

4.3.4. Взаимосвязь плоскостных и объемных количественных показателей микроструктуры

Проблема перехода от количественных показателей морфометрических и геометрических признаков, получаемых при анализе плоских РЭМ-изображений, к объемным показателям, по мнению С. А. Салтыкова, К. С. Чернявского и многих других [36], может быть решена двумя различными путями.

Первый путь предусматривает построение пространственной модели, являющейся точной копией исследуемой структуры, и дальнейший расчет объемных характеристик пористости, скелетного компонента и ориентации структурных элементов. Один из способов получения такой модели — последовательная плоскостная сошлифовка с малым шагом изучаемого сечения и последующая реставрация объемных структурных элементов, пор и т. д. Возможно также использование методов наблюдения трехмерной структуры с помощью рентгеновской томографии и микротомографии. Следует отметить, что эти методы имеют ряд ограничений при исследовании глинистых пород, связанных с сильным поглощением и дифракцией рентгеновских лучей на частицах — микрокристалликах глинистых минералов.

Другой способ объемной реконструкции основан на двух статистических принципах: 1) образец исследуемой структуры должен иметь представительный объем; 2) должно соблюдаться статистическое соответствие характеристик изображения структуры на наблюдаемой плоскости (сечении) и самой структуры. Для реализации этого способа проводят плоскостные измерения и на основе законов дифференциальной геометрии и геометрической вероятности трансформируют эти результаты в количественные объемные характеристики структуры.

Как отмечалось выше, для однородного и изотропного микростроения представительным является одно достаточно протяженное случайное сечение. При этом для расчета числа структурных элементов и их средних диаметров (в случае логнормального закона распределения) можно использовать достаточно точные и вместе с тем простые формулы [36]:

$$N_V = 0,6366 (\bar{d}^{-1}) N_A;$$

$$D_c = 1,5708 (\bar{d}^{-1})^{-1},$$

где N_V — число структурных элементов в единице объема; \bar{d} — диаметр случайного сечения структурных элементов на плоскости сечения; N_A и D_c — среднее число этих сечений на плоскости и их диаметр.

Форма изометричных элементов в случайном сечении таких структур также с большой вероятностью отражает их объемную форму. Анизометричные структурные элементы часто аппроксимируют эллипсами, фактор формы которых K'_ϕ может быть определен по формуле Де Гоффа [36]:

$$K'_\phi = \frac{\bar{R}}{\bar{L}} \frac{N_{A\perp}}{N_{A\parallel}},$$

где \bar{R} — средний радиус поперечного сечения частицы; \bar{L} — средняя длина частицы; $N_{A\perp}$ и $N_{A\parallel}$ — соответственно число сечений на плоскостях перпендикулярных и параллельных направлению ориентации.

Естественно, что в данном случае необходимо анализировать два ортогональных сечения. Для оценки степени ориентации $\alpha_{пл}$ также необходимы два подобных сечения; при этом

$$\alpha_{пл} = P_{L\perp} - P_{L\parallel} / (P_{L\perp} + P_{L\parallel}),$$

где $P_{L\perp}$ и $P_{L\parallel}$ — число пересечений следов поверхностей структурных элементов соответственно на случайных поперечном и продольном сечениях.

Для оценки размера и формы структурных элементов (частиц, микроагрегатов, агрегатов, зерен) «мягких», не поддающихся шлифовке образцов, количественный анализ вполне корректно может проводиться по РЭМ-изображениям сколов. К сожалению, автоматическая обработка подобных изображений будет сильно затруднена или невозможна из-за наличия на РЭМ-изображении большой гаммы полутонов: от светлых — на вершинах и по краям частиц до темных — на теневых участках. Поэтому обычно используют ручную или полуавтоматическую обработку на телемониторе РЭМ с помощью специальной подвижной масштабной линейки, измеряющей диаметры и передающей эти данные в запоминающее устройство для их накопления и последующей статистической обработки.

В тех случаях, когда удастся получить аншлиф (например, для образцов высоколитифицированных глин, глинистых сланцев, аргиллитов и т. д.), размер и форма сечений структурных элементов в случайной плоскости для пород с однородной и изотропной микроструктурой в среднем довольно точно отражает их объемные параметры. Для пород с анизотропной, но однородной микроструктурой наиболее точное соответствие плоских и объемных морфометрических параметров наблюдается по двум сечениям — параллельному напластованию и перпендикулярному к нему. Хорошая корреляция параметров ориентации (направление и степень), полученных по плоским перпендикулярным сечениям и с помощью объемного метода магнитной анизотропии (коэффициенты корреляции соответственно равны $R_{н.о.} = 0,83$; $R_A = 0,86$), позволяет говорить о достаточно высокой точности определения геометрических признаков микроструктуры по плоским РЭМ-изображениям.

4.4. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ РЭМ-ИЗОБРАЖЕНИЙ И ПОЛУЧЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

4.4.1. Аппаратура

Быстрое развитие растровой электронной микроскопии, вычислительной техники и методов цифровой обработки изображений привело к созданию систем для автоматизированного количественного анализа РЭМ-изображений, в ходе которого могут быть получены морфометрические и геометрические показатели микроструктуры образцов.

Одной из первых работ, посвященных анализу РЭМ-изображений грунтов, можно считать работу Р. А. Бочко и Г. Г. Ильинской. Они проводили фотометрирование фотонегативов вдоль одной линии. При этом определялись длины хорд, пересекающих поры, а затем производилась обработка данных на ЭВМ. В результате были построены кривые распределения пор по размерам. Вследствие существенных погрешностей, возникающих при оценке диаметров пор всего изображения по единичным профилям, этот метод не получил широкого распространения.

Более перспективным оказался способ фотометрирования всего изображения. Оптическая интегральная плотность исходного фотоизображения преобразовывалась в электрический сигнал с помощью блока сканирования, а затем подавалась в периферийный анализатор изображения или ЭВМ, где проводился количественный обсчет микроструктурных характеристик образца грунта.

Эта методика описана в трудах советских и иностранных ученых — Н. Ф. Афанасьева, Р. А. Бочко, К. М. Богданова, Г. Л. Коффа, В. О. Керши, Л. Н. Капранова, М. П. Гришина, П. Смарта, К. Товея, Б. Юнитта. Был создан ряд специализированных устройств, одно из которых — анализатор изображений на базе фототелеграфного устройства «Паллада» [17].

С помощью таких устройств оценивают следующие параметры: суммарную площадь пор или частиц в плоскости изображения; распределение по размерам хорд, пересекающих поры или частицы; соотношение числа пересечений в различных направлениях, необходимое для расчета направления и степени ориентации структурных элементов.

Главный недостаток этих анализаторов — неоднозначность выбора порога дискриминации, отличающего поры от частиц. В. Ф. Котлов [17] рекомендует выбирать порог дискриминации по уровню наибольшей информативности, который определяется максимальным числом пересечений сканирующей точкой дискриминированных элементов данного изображения.

По-видимому, наибольшими возможностями будут обладать системы, обрабатывающие РЭМ-изображения по всем уровням яркости с определенным шагом дискриминации. Однако реали-

зация этой методики сопряжена со значительными техническими трудностями и требует мощных ЭВМ с большим объемом памяти.

Возможности количественного анализа структур пород существенно расширились с появлением специальных анализаторов изображений. Одним из первых для анализа микростроения горных пород стал использоваться анализатор изображений «Квантимет—720». В этом анализаторе ввод изображения может производиться непосредственно с микроскопа или фотоснимка. В дальнейшем изображение разбивается на 500 тыс. точек и в каждой точке измеряется яркость («уровень серого»). Полученные таким образом сигналы проходят через серию непрограммированных блоков, в первом из которых производится дискриминация сигналов и перевод изображения в бинарное, а в последующих идут подсчет периметров и площади, распределение замеренных хорд по размерам, определение числа пор или частиц. Последние модели анализаторов типа «Квантимет» могут использовать принципы математической морфологии для коррекции получаемых бинарных изображений. Комплекс отличается высоким быстродействием. К его недостаткам следует отнести довольно ограниченный круг получаемых характеристик микростроения и высокую стоимость.

Большими возможностями обладает анализатор структур фирмы «Лейц ТАС» (ФРГ), проводящий количественный анализ изображений на основе методов математической морфологии. С помощью анализатора этого типа определяют число пор или частиц, их средние размеры, распределение по размерам и направление ориентации структурных элементов. Следует отметить, что описанная аппаратура чрезвычайно дорого стоит и предназначена для анализа четких контрастных изображений, полученных преимущественно в просвечивающем электронном или оптическом микроскопе.

Проводя краткий обзор аппаратуры, используемой для количественного анализа изображений, необходимо указать на один из самых современных и многоцелевых анализаторов «ИБАС—2000», который выпускает фирма «Оптон» (ФРГ). Так же, как «Лейц ТАС», анализатор изображений «ИБАС—2000» работает на принципе математической морфологии. Он оснащен мощной ЭВМ с 16-битовым процессором и объемом оперативной памяти 576 кб. Ввод изображения осуществляется через телекамеру или с оптического микроскопа. В этом анализаторе используются чрезвычайно высокие разбиения при дискретизации изображения (512×512 и 1024×1024 элементов), что обеспечивает высокую точность его оцифровки. Описываемый анализатор имеет математическое обеспечение, куда входят программы по оценке размера, формы и ориентации структурных элементов, денситометрическому анализу, проведению быстрого Фурье-анализа, реконструкции трехмерных структурных параметров на основе измерения плоских характеристик (на-

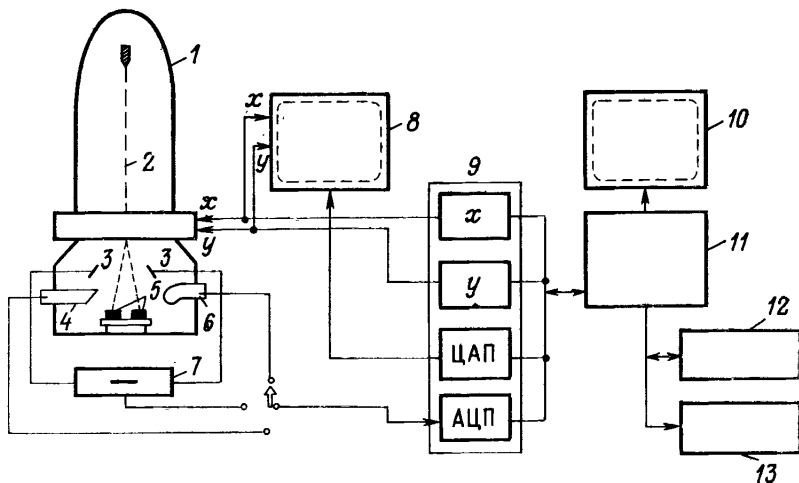


Рис. 4.9. Блок-схема устройства для количественного анализа РЭМ-изображений

пример, по шлифам) с использованием стереологических преобразований. К сожалению, указанная аппаратура также чрезвычайно дорого стоит, что затрудняет ее широкое использование.

В последнее время наиболее широкое развитие получили методы количественного анализа микроструктуры грунтов, основанные на цифровой обработке изображений и реализуемые с помощью комплекса РЭМ — микроЭВМ. Подобные комплексы сочетают ряд достоинств — низкую стоимость, достаточную точность и широкие исследовательские возможности. При этом РЭМ программно управляется ЭВМ и выполняет функции съема данных. Преобразование полутонового РЭМ-изображения в цифровой массив, его дискриминация с учетом распределения яркости, а также расчет всех количественных показателей микростроения грунта производятся с помощью микроЭВМ, работающей в режиме «on-line» с РЭМ [28, 30]. Необходимо отметить, что проблема применения вычислительной техники для обработки РЭМ-изображений сейчас очень актуальна и ей посвящена многочисленная отечественная и зарубежная литература [1, 23, 28]. Все исследователи отмечают высокое быстродействие и широкие возможности подобных анализаторов для определения практически любых параметров микроструктуры без существенных переделок всего комплекса.

Исследования по количественному анализу микроструктуры глинистых пород проводились с помощью комплекса РЭМ типа «Хитачи S-800» и микроЭВМ «Искра-226» [28, 45]. Блок-схема устройства приведена на рис. 4.9. Как видно из этой схемы, си-

стема для количественного анализа РЭМ-изображений состоит из РЭМ 1, в котором с помощью стандартной электронно-оптической системы формируется электронный зонд 2. Сигнал (ОЭ, ВЭ или КЛ) с образца 5, представляющего собой аншлиф или сколы сопряженных поверхностей, собирается соответствующей детекторной системой ОЭ 3, ВЭ 6, КЛ 4. При использовании бинарной коллекторной системы ОЭ 3 для получения информации о микрорельефе анализируемой поверхности производят вычитание сигналов с детекторов 3 в блоке 7 с визуализацией изображения на экране телемонитора РЭМ 8. Если количественный анализ проводится по одной стороне (аншлифу) в режиме ВЭ или КЛ, то сигнал снимается с помощью стандартной детекторной системы сцинтилляционного типа 6 или световые вспышки передаются по световоду непосредственно на фотоэлектронный умножитель. Если комплекс работает по методу сопряженных поверхностей в режиме ОЭ, то изображение одной из сопряженных поверхностей раскола образца подается в блок аналого-цифрового преобразователя (АЦП) интерфейса 9, где преобразуется в цифровую форму. Координаты точек съема сигнала задаются программно управляемыми цифровыми развертками x и y цифроаналогового преобразователя (ЦАП). После этого оцифрованное изображение подается на один из трех основных цветовых каналов цветного телемонитора 10, где и воспроизводится, например, в красном цвете. Далее анализируется вторая сопряженная поверхность образца и производится съемка идентичного сопряженного участка. Полученное изображение также с помощью АЦП переводится в цифровую форму и направляется в ЭВМ. В ЭВМ 11 программным способом производится инвертирование этого изображения (подобная операция необходима для последующего сложения изображений), после чего оно также запоминается и одновременно подается на другой цветовой канал телемонитора, например, в зеленом цвете. В результате на экране телемонитора одновременно находятся два изображения идентичных сопряженных участков, одно из которых (в красном цвете) неподвижно и поступает из блока памяти ЭВМ, а другое (в зеленом цвете) поступает непосредственно в результате съемки второго сопряженного участка в РЭМ. Изменяя положение образца с помощью гониометра камеры образцов РЭМ, можно смещать зеленое изображение относительно красного. Этот прием позволяет совместить оба изображения при визуальном контроле качества совмещенного изображения. После совмещения сопряженных изображений происходит суммирование цифровых массивов, представляющих эти изображения в памяти ЭВМ. Затем суммарное изображение переводится в бинарное и обрабатывается в ЭВМ по специально разработанным алгоритмам. Результаты анализа, как и само изображение, могут быть записаны на магнитные диски 12 и отпечатаны с помощью печатающего устройства 13.

Если количественный анализ проводится по аншлифу в режиме ВЭ или КЛ, то уже в процессе самой РЭМ-съемки получается практически бинарное изображение, которое непосредственно через интерфейсный блок 9 передается ЭВМ, где оцифровывается и обсчитывается.

4.4.2. Анализ на однородность

Один из наиболее важных вопросов, возникающих при количественной оценке морфометрических и геометрических признаков микроструктуры с помощью анализа плоских РЭМ-изображений — обоснование корректности использования этого метода для исследования таких сложных по составу и строению природных объектов, как глинистые породы. Суть проблемы заключается в том, что по данным отдельных («точечных») измерений мы должны получить усредненные расчетные характеристики для всей исследуемой поверхности образца. Существует и другой аспект проблемы — соответствие показателей, определенных по плоским РЭМ-изображениям, объемным параметрам микроструктуры.

Изучение литературы, посвященной количественному анализу изображений, позволяет сделать вывод о том, что не каждая структура может быть корректно проанализирована с помощью этого метода. Так, К. С. Чернявский [36] отмечает, что корректные значения усредненных структурных параметров можно получить при исследовании одного случайного сечения в изотропных структурах. Изотропными, по его мнению, следует считать структуры, в которых равновероятны все возможные варианты ориентировки рассматриваемых структурных элементов.

В случае изотропной, но неоднородной структуры, например, имеющей некоторый линейный градиент изменения содержания структурных элементов, представительным будет сечение параллельное изменению градиента. В более сложных ситуациях (например, при наличии объемных градиентов изменения каких-либо структурных характеристик) необходимо исследовать различно ориентированные сечения [36].

Представительность анализируемых изображений зависит не только от правильного выбора сечения, но и от числа измеряемых элементов. При этом требуемое число структурных элементов N можно рассчитать по формуле [36]

$$N = \frac{200}{y} \frac{\sigma_{\bar{x}}}{\bar{x}},$$

где y — необходимый уровень точности; $\sigma_{\bar{x}}$ — дисперсия среднего; \bar{x} — среднее значение стереологической характеристики.

Е. Н. Коломенский и Ж. Серра считают, что при проведении количественного анализа структуры по методу математической морфологии должны соблюдаться условия инвариантности ко-

личественных показателей по отношению к увеличению изображения и при переносе исследуемого «точечного» участка из одной части образца в другую, а также принципы аддитивности и непрерывности этих количественных характеристик. Необходимо отметить, что всем этим требованиям удовлетворяют однородные и изотропные структуры.

В данной работе принята следующая трактовка понятий изотропной и однородной структуры, а также структур промежуточного типа. Под однородной и изотропной мы будем понимать такую микроструктуру, в которой число структурных элементов каждого класса (размера, интервала размеров) для любой единицы площади и масштаба (увеличения) изображения одно и то же. При этом ориентация структурных элементов отсутствует [13]. На рис. 4.10, *а, б* приведены схемы микроструктуры таких образцов, сложенные структурными элементами с одним (*а*) и двумя классами размеров (*б*).

Изотропной, но неоднородной считается микроструктура, в которой изменение морфометрических признаков не зависит от выбранного направления, но в любой единице площади может содержаться разное число структурных элементов (см. рис. 4.10, *в*).

Если геометрические признаки зависят от угловых координат в пределах исследуемого участка, а морфометрические признаки не изменяются в зависимости от выбранного направления, т. е. структурные элементы имеют близкие размер и форму, то говорят об однородной, но анизотропной микроструктуре (см. рис. 4.10, *г, д*).

Микроструктура, в которой морфометрические и геометрические признаки сильно изменяются в зависимости от места расположения и размера выбранной единичной площадки, называется анизотропной и неоднородной (см. рис. 4.10, *е*).

Для выявления возможности проведения количественного анализа микроструктуры авторы совместно с С. И. Ковбасой и И. И. Олару разработали способ проверки структуры на однородность и изотропность. Суть способа поясняется на рис. 4.11 и сводится к проведению следующих операций: 1) получению экспериментальной кривой 1 распределения пор (частиц) по размерам по РЭМ-изображению при увеличении $M_1=500$; 2) построению по этим данным прогнозируемой кривой 2 распределения при увеличении $M_2=1000$; 3) получению экспериментальной кривой 3 распределения при M_2 ; 4) оценке подобия новой экспериментальной и теоретической кривых с помощью критерия Смирнова—Колмогорова [13]. В результате вычисления определяется критерий однородности I , который в дальнейшем сравнивается с выбранным уровнем значимости прохождения теста на однородность α . Если $I > \alpha$, то с заданным уровнем значимости можно говорить об однородности микроструктуры исследуемых образцов.

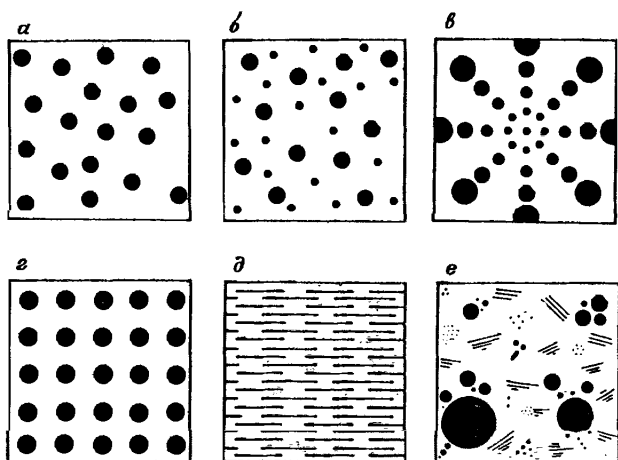


Рис. 4.10. Схемы различных типов микроструктуры

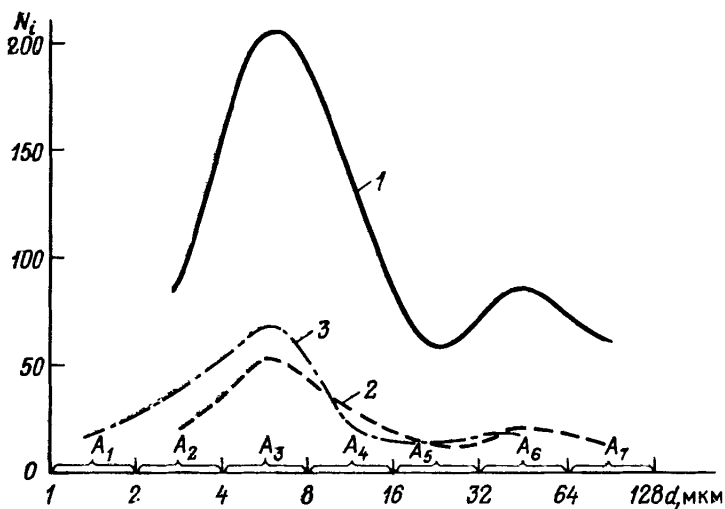


Рис. 4.11. Результаты проверки структуры на однородность

При проведении этих операций величина интервалов A на кривой распределения (см. рис. 4.11) и соотношение между увеличениями изображений выбираются по правилу геометрической прогрессии со знаменателем q (где $q = M_2/M_1$).

Проверка на изотропность проводится на основании анализа розы ориентации структурных элементов, получаемой по методу градиента интенсивности сигнала. Методика подобного ана-

лиза была подробно описана в разд. 4.3.2. Для изотропной микроструктуры характерна круговая форма розы ориентации с коэффициентом анизотропии не более 7 %. Для анизотропной микроструктуры роза ориентации представляет собой эллипс, а коэффициент анизотропии превышает 7 %.

Для проверки теоретических предположений о возможности определения усредненных показателей морфометрических признаков в однородных микроструктурах по данным отдельных («точечных») экспериментов было проведено специальное экспериментальное исследование. Изучались три группы пород с наиболее часто встречаемыми типами микроструктур: 1) однородной изотропной (ил mQ_4 , морская легкая глина mQ_4 , аллювиальный суглинок aQ_4 , опоковидная глина mK_2); 2) однородной анизотропной (ленточная глина lgQ_3 , высоколитифицированная морская глина mQ_3 , аргиллит K_1 , глинистый сланец J_1); 3) неоднородной анизотропной (элювиальный суглинок eJ_1-K_1 , моренный суглинок glQ_2 , органогенный известняк K_1).

Во время экспериментальных исследований проводилась оценка на однородность и изотропность каждого из перечисленных образцов. При этом образец сечением 5×5 мм разбивался на 25 равных участков и для каждого из них в диапазоне увеличений от 100 до 3000 раз проводился анализ однородности и изотропности. При этом определялись количественные характеристики микроструктуры, такие как число N , общая площадь S и периметр P пор.

Анализ полученных результатов показал, что для пород с однородной изотропной и однородной анизотропной микроструктурами характерны высокие значения критерия однородности ($I > 0,1$). Это означает, что микроструктура этих пород с большой надежностью проходит тест на однородность при $\alpha = 0,1$. При этом коэффициент анизотропии однородной изотропной микроструктуры не превышал 5 %, а у однородной анизотропной микроструктуры был не менее 35 %.

Породы с неоднородной анизотропной микроструктурой имели критерий однородности менее 0,1, что означает существенное снижение надежности прохождения теста на однородность. Показатель анизотропии в этих породах изменялся от 5 до 30 %.

Статистическая обработка результатов количественного анализа характеристик микроструктуры N , S , P показала, что минимальный разброс данных наблюдается в породах как с однородной изотропной, так и с однородной анизотропной микроструктурой, а максимальный — в породах с неоднородной анизотропной микроструктурой. Дисперсионный анализ полученных величин N , S и P с помощью критерия Фишера показал, что для выборки из 25 значений при всех увеличениях внутри первых двух групп этот критерий, определенный как отношение квадрата большей дисперсии к квадрату меньшей, в большинстве случаев оказывается меньше критической величины (1,98 при

уровне значимости $\alpha=0,05$). Это свидетельствует о принадлежности данных по таким выборкам к одной генеральной совокупности.

Аналогичные результаты получаются и при сравнении пород с однородной изотропной и однородной анизотропной микроструктурами. Сравнение названных выше групп пород с породами, обладающими неоднородной анизотропной микроструктурой, а также анализ результатов внутри этой группы образцов показывают, что критерий Фишера, как правило, превышает критическое значение, что свидетельствует о принадлежности анализируемых выборок к разным генеральным совокупностям.

Из сказанного следует, что количественные показатели N , S , P для образцов с однородной изотропной и однородной анизотропной микроструктурами, определяемые с помощью количественного анализа РЭМ-изображений по 25 участкам, чрезвычайно близки между собой и результаты, полученные по одному участку, с высокой вероятностью в среднем отражают микроструктуру всего образца.

Породы с неоднородной анизотропной микроструктурой отличаются большим разбросом значений, и для них данные по каждому отдельному полю зрения не отражают средних показателей микроструктуры, т. е. для таких пород количественный анализ ограниченно применим. Точность определения количественных характеристик микроструктуры таких пород может быть повышена за счет увеличения числа просматриваемых участков. Так, К. Товей [47] рекомендует просматривать не менее 30 полей зрения.

4.4.3. Получение суммарных кривых распределения по разномасштабным РЭМ-изображениям

В связи с тем, что глинистые породы, как правило, представляют собой полидисперсные системы, при одном фиксированном увеличении РЭМ-изображения невозможно охватить весь диапазон размеров структурных элементов. Например, при увеличении в 1000 раз наиболее крупные микроагрегаты, зерна и поры (с размером более 15 мкм) не входят в пределы РЭМ-изображения или их содержание не является статистически представительным для анализа, а наиболее тонкие элементы, такие как отдельные частицы и межчастичные поры (с размером менее 0,68 мкм) еще не различимы или соизмеримы с шумовыми точками. Поэтому для получения полной кривой распределения авторы совместно с С. И. Ковбасой и М. Д. Толкачевым разработали метод «сшивки» разномасштабных кривых распределения в одну суммарную [13]. В основу метода положена проверка микроструктуры изучаемой глинистой породы на однородность.

При получении суммарной кривой распределения в условиях однородности микроструктуры увеличения серии последова-

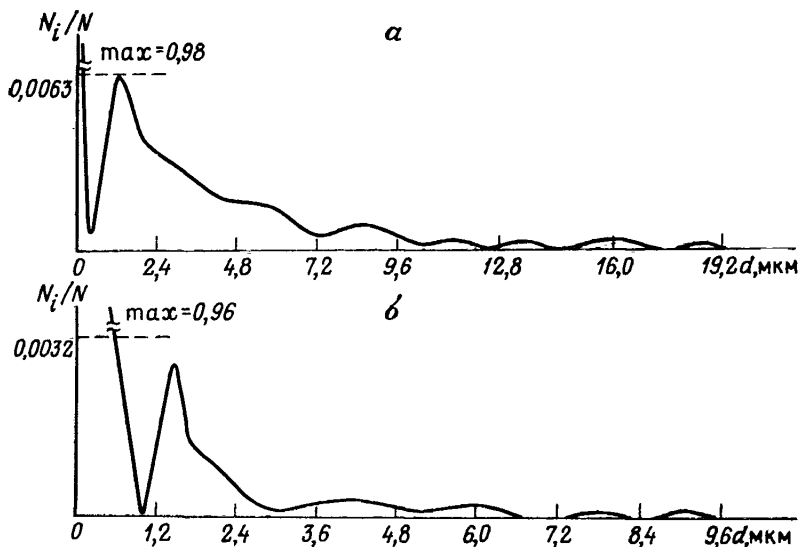


Рис. 4.12. Суммарные кривые распределения пор и частиц по эквивалентным диаметрам в образце кембрийской глины Е

тельных РЭМ-изображений одного и того же участка изменяются по правилу геометрической прогрессии со знаменателем q , причем

$$q = \frac{M_2}{M_1} = \dots = \frac{M_{i+1}}{M_i},$$

где M_i — увеличение РЭМ-изображения i -го участка.

Подобная РЭМ-съемка позволяет проводить суммирование отдельных кривых распределения, полученных при фиксированных увеличениях M_1, M_2, \dots, M_i , в одну общую. Основным условием построения суммарной кривой распределения является то, что ее интервалы изменяются по правилу геометрической прогрессии:

$$|A_i| = a_1 (q - 1) q^{i-1},$$

где a_1 — величина левой границы первого интервала; i — номер интервала.

При этом для каждой новой ступени увеличения (по мере повышения M) вскрывается новый класс размеров, не видимый ранее, а последний интервал размеров сдвигается вправо.

На рис. 4.12 приведены суммарные кривые распределения пор (а) и частиц (б) в пределах всего диапазона встречаемых размеров (20—0,1 мкм). Данные кривые распределения объединяют результаты, полученные при следующих ступенях увеличения: 500, 1000, 2000, 4000, 8000, 16 000 и 32 000.

4.4.4. Выбор оптимального увеличения при изучении геометрических признаков

Сравнение методов определения ориентации структурных элементов показывает, что рентгеновский метод дает оценку ориентации в образцах глинистых пород по соотношению суммарных интенсивностей базальных рефлексов 001 к 060 первичных частиц глинистых пород, т. е. на межчастичном уровне (микроуровне). Аналогично исследуют ориентацию методом магнитной анизотропии, с помощью которого изучают векторы магнитной восприимчивости, образованные глинистыми частицами пластинчатой формы. В последнем случае на результаты анализа большое влияние могут оказывать макроскопические неоднородности, например ожелезненные трещины или включения. Иными словами, в основе обоих методов лежит исследование ориентации структурных элементов на уровне глинистых минеральных частиц.

В свою очередь, использование прямого метода исследования ориентации структурных элементов, а именно, метода градиента интенсивности сигнала, определяемого по РЭМ-изображениям, ставит ряд новых проблем, связанных в основном с выбором увеличения анализируемого изображения. При уменьшении масштаба изображения происходит снижение величины коэффициента анизотропии (степени ориентации). Экспериментальные исследования показали, что при уменьшении увеличения изображения образцов морской сарматской глины mN_1S и озерно-ледниковой ленточной глины $lgQvd$ с 20 000 до 1000 раз, а глинистого сланца J_1 с 10 000 до 250 раз коэффициент анизотропии снижается в 3; 2 и 1,5 раза соответственно. В образце морского ила mQ_4 с неориентированной микроструктурой коэффициент анизотропии снижается всего на 23 % при изменении увеличения с 10 000 до 250 раз.

Подобное непостоянство коэффициента анизотропии, определяемого по методу градиента интенсивности сигнала, при изменении увеличения указывает на необходимость более глубокого изучения этого вопроса. В связи с этим, авторами на большой группе образцов глинистых пород были проведены экспериментальные исследования зависимости величины коэффициента анизотропии от выбранного увеличения при $M=20\,000, 10\,000, 5000, 2500, 1000, 500, 250$ и 100. При каждом увеличении исследовалось десять участков с определением коэффициента A_r .

Результаты представлены в виде графиков на рис. 4.13, где для каждого увеличения приведены средние значения коэффициента A_r по десяти измерениям и показан разброс значений $[\pm\sigma_{A_r}]$. Анализ этих графиков свидетельствует о том, что для образцов со слабой ориентацией, например морского ила mQ_4 (см. рис. 4.13, кривая 1), величина коэффициента анизотропии практически не зависит от увеличения, хотя при больших увеличениях наблюдается рост разброса его значений.

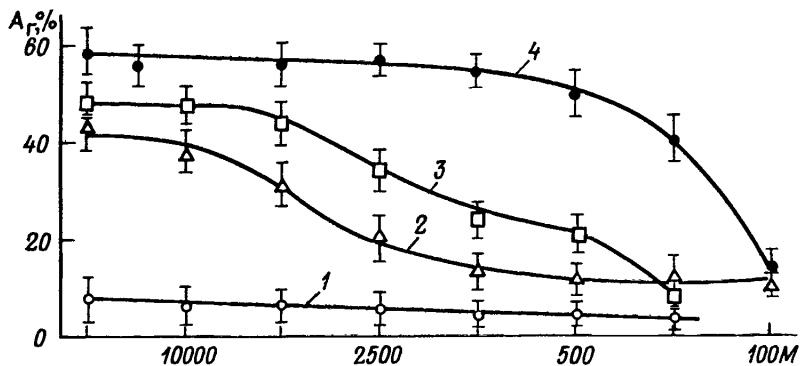


Рис. 4.13. Зависимость коэффициента аннзотропин A_r от увеличений M

В глинах с более ориентированной микроструктурой, например в морской сарматской mN_1s , происходит довольно монотонный спад абсолютных значений A_r от 45 % при увеличении в 20 000 раз до 15 % при увеличении в 1000 раз (см. рис. 4.13, кривая 2). При меньших увеличениях величина A_r изменяется незначительно. Монотонный спад кривой $A_r = f(M)$ объясняется вовлечением в анализ по мере изменения увеличения все большего числа краевых участков частиц и их микроагрегатов, тогда как выполаживание определяется появлением на РЭМ-изображении при малых увеличениях (от 1000 до 100 раз) более крупных структурных элементов, ориентация которых совпадает с направлением напластования в образце. Величина коэффициента анизотропии в этом образце при больших (более 1000 раз) увеличениях в основном определяется расположением тонких анизометричных микроагрегатов глинистых частиц листообразной формы и размером до нескольких микрометров. Поэтому, исходя из соображений представительности анализируемой выборки, а также минимального разброса получаемых значений коэффициента анизотропии, для оценки A_r необходимо использовать средние увеличения в 2500—1000 раз.

Озерно-ледниковая ленточная глина обладает микроструктурой, сходной с описанной выше морской глиной. График зависимости коэффициента анизотропии от увеличения (см. рис. 4.13, кривая 3) аналогичен графику, полученному для морской глины. Более высокие значения A_r обусловлены лучшей ориентацией микроагрегатов глинистых частиц, имеющих практически одинаковый размер и очень близкую анизометричную листообразную форму. В связи с высокой дисперсностью (малым размером) структурных элементов в этом грунте при больших увеличениях (20 000—5000 раз) на кривой 3 наблюдается выполаженный участок ($A_r = 50\%$). Затем, по мере появления на изображении все большего числа торцевых границ микроагрегатов, начинается монотонное падение абсолютных значений коэффициента анизотропии от 45 до 12 % при увеличениях в 5000 и

250 раз соответственно. Таким образом, коэффициент анизотропии микроструктуры данного типа породы целесообразно определять при больших увеличениях (5000—2500 раз), чем для морской глины. Даже при столь высоких увеличениях на анализируемом изображении озерно-ледниковой ленточной глины, вследствие ее высокой дисперсности, имеется достаточно представительная выборка структурных элементов (более 230 микроагрегатов). Разброс значений A_r в данном случае относительно невелик. При меньших увеличениях (менее 2500 раз) происходит искажение величины коэффициента анизотропии в результате роста влияния ориентации торцов микроагрегатов.

В качестве примера пород с высокой степенью ориентации структурных элементов был взят образец глинистого сланца J_1 , сложенного тонкими анизометричными микроагрегатами глинистых частиц (пластинчатой формы) с соотношением длины к толщине 20 : 1. Все микроагрегаты ориентированы практически параллельно направлению напластования. Как видно из рис. 4.13 (кривая 4), для глинистого сланца характерен более протяженный выположенный участок при изменении увеличения от 20 000 до 500 раз ($A_r = 59\%$). При меньших увеличениях (500 раз) в площадь анализируемого участка попадает все большее число торцевых границ микроагрегатов, что сопровождается резким снижением значений A_r до 20 % при увеличении в 100 раз. Малый разброс получаемых значений коэффициента анизотропии при увеличениях от 20 000 до 500 раз, а также характер кривой 4 позволяют сделать заключение, что ориентацию в образце глинистого сланца следует изучать при увеличениях в 1000—500 раз.

Наряду с коэффициентом анизотропии (степенью ориентации) важным геометрическим признаком микроструктуры является направление преимущественной ориентации структурных элементов. Анализ данных, полученных при изучении направления ориентации методом градиента интенсивности сигнала, показывает, что для глинистых грунтов с высокой степенью ориентации структурных элементов (с ламинарной микроструктурой), например озерно-ледниковых глин и глинистых сланцев, направление преимущественной ориентации остается практически постоянным во всем диапазоне изменения увеличений РЭМ-изображений (от 250 до 20 000 раз). В некоторых образцах с так называемой турбулентной микроструктурой (например, в сарматской глине) роза ориентации имеет более сложную конфигурацию, и для этого типа пород наблюдается изменение направления преимущественной ориентации в зависимости от увеличения в пределах $\pm 18^\circ$. Детальное изучение показало, что по мере снижения увеличения, сопровождающегося существенным ростом числа структурных элементов в анализируемом изображении, происходит сглаживание формы подобных роз ориентации. При этом критерием для точного выявления направления ориентации может служить сближение эллипсов, вписанного в

розу ориентации и описанного вокруг нее, что и наблюдается при снижении увеличения от 10 000 до 1000 раз.

Как следует из приведенных выше рассуждений, постоянство показателя, характеризующего направление преимущественной ориентации в довольно большом диапазоне изменения увеличений, свидетельствует о достаточной его устойчивости (инвариантности) по отношению к увеличению. Это позволяет сделать вывод о возможности использования метода градиента интенсивности сигнала при оценке изменения ориентации структурных элементов грунта под воздействием различных факторов: уплотняющей нагрузки, усадки, набухания, просадки и др.

Таким образом, успех анализа ориентации микроструктуры глинистых пород при использовании метода градиента интенсивности сигнала во многом зависит от правильного выбора увеличения РЭМ-изображения. При этом для пород с однородной изотропной микроструктурой, т. е. со слабой степенью ориентации структурных элементов, например илов, слаболитифицированных глин и суглинков, показатели ориентации (преимущественное направление и коэффициент анизотропии) практически не зависят от выбранного увеличения. Безусловно, не рекомендуется использовать очень большие увеличения (20 000, 10 000 раз) в связи с малой представительностью анализируемых выборок структурных элементов. В то же время в глинистых породах с однородной, но анизотропной микроструктурой или близкой к ней, что характерно для высоколитифицированных глин, аргиллитов, глинистых сланцев, а также ленточных глин, в определенном диапазоне изменения увеличений (от 2000 и менее) наблюдается монотонное уменьшение значений показателя анизотропии в связи с включением в анализируемое изображение большего числа торцевых участков, как правило, ориентированных перпендикулярно к преимущественному направлению ориентации. При больших увеличениях определять ориентацию в этих грунтах не целесообразно из-за низкой точности получаемых результатов (мала анализируемая выборка).

Исходя из необходимости большей статистической представительности рекомендуется исследовать ориентацию структурных элементов глинистых пород при увеличениях в 1000 раз. При таком увеличении в поле зрения размером 100×100 мкм обычно попадает до 300 структурных элементов, что обеспечивает требуемую точность проведения анализа.

Указанные размеры во много раз меньше размеров поверхности образца, изучаемого с помощью рентгеновского (1 см^2) или магнитного (диаметр исследуемого шарика примерно равен 2 см) метода. Однако в породах с однородной изотропной или анизотропной микроструктурой, для которых собственно и применимы методы количественного анализа, подобные единичные определения с большой достоверностью отражают общий характер ориентации, присущий всей исследуемой поверхности образца.

4.4.5. Алгоритм расчета количественных показателей микроструктуры

Источником информации для расчета показателей морфометрических и геометрических признаков микроструктуры исследуемой породы является цифровой массив, соответствующий аналоговому РЭМ-изображению. Для его формирования РЭМ-изображение, полученное в требуемом режиме работы, разбивается на элементы (квадратные ячейки). Число элементов разбиения задается программно и в зависимости от необходимой точности составляет 128×128 , 256×256 и 1024×1024 [2]. В середине каждого элемента разбиения определяется и кодируется соответствующей цифрой интенсивность сигнала (яркость).

Дальнейшая обработка оцифрованных РЭМ-изображений и расчет количественных показателей микроструктуры ведется в соответствии со специально разработанным алгоритмом, учитывающим формальные требования проведения количественного анализа изображений, особенности работы РЭМ и специфику объектов исследования.

Алгоритм количественного анализа микростроения по РЭМ-изображениям приведен на рис. 4.14. Он состоит из двух модулей предварительной и статистической обработки информации.

Модуль предварительной обработки информации включает инициатор, в функции которого входит объявление массивов площадей S (), периметров P (), числа N () пор и частиц, интервалов размеров D (), «обнуление» переменных, выдача номера случайного участка с помощью генератора случайных чисел, передача управления другим блокам по выбору оператора; блок записи изображений в базу данных (БД) на гибких (НГМД) или жестких (НМД) магнитных дисках; блок реализации режима «сопряженные поверхности» с записью информации в БД на НГМД и НМД; блок исследовательской обработки изображений, осуществляющий выбор режимов работы РЭМ (ОЭ, ВЭ, КЛ), анализируемого объекта (поры, частицы), диапазона линейных размеров для оценки однородности. С помощью пакета подпрограмм, содержащихся в блоке, проводится количественный анализ хранящегося в памяти ЭВМ оцифрованного бинарного изображения. При этом производится фильтрация шумовых точек, т. е. одиночных черных точек на светлом фоне или светлых на темном. С этой целью для каждой точки массива (128×128) по часовой стрелке проверяют все ее соседние восемь точек. Бинарное изображение «проходится» два раза. За первый проход исключают светлые шумовые точки, а за второй — темные.

После подавления шумовых точек для выявления истинного уровня дискриминации, отделяющего на РЭМ-изображении поры от частиц, предусмотрена операция автоматического анализа зависимости пористость n — уровень дискриминации L в пределах изменения L от 0 до 255. В литературе этот прием из-

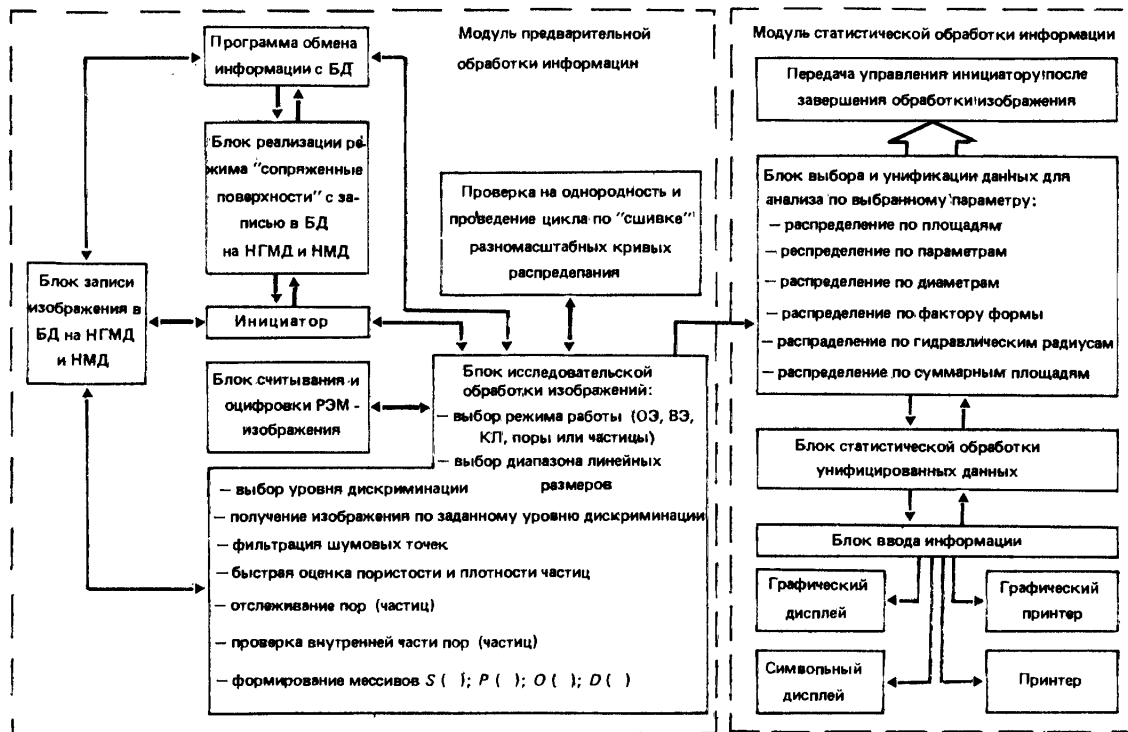


Рис. 4.14. Алгоритм проведения количественного анализа микроструктуры по РЭМ-изображениям

вестен как метод максимального градиента падения яркости [17]. Истинный уровень дискриминации устанавливается по точке перегиба на кривой $n=f(L)$. Количественный анализ изображения проводится именно при этом уровне дискриминации.

Рассмотрим действие предлагаемого алгоритма на примере исследования порового пространства. Аналогичные рассуждения будут относиться и к анализу скелетного компонента.

Для быстрой предварительной оценки общей пористости предусмотрена подпрограмма, позволяющая проводить суммирование всех светлых точек (нулевых элементов разбиения, соответствующих порам) на бинарном изображении.

Важная операция количественного анализа — выявление пор. Для этого на бинарном изображении, хранимом в оперативной памяти, производится обход элементов изображения до попадания на границу с первой встреченной порой. Затем по программе проводят отслеживание границы и измерение периметра и площади поры. Ранее использовалась программа [2, 28], в которой после измерения площади поры проводилась запись полученного значения в соответствующий массив, однако практика применения этого алгоритма показала, что он дает существенную погрешность, так как в этом случае не оцениваются поры кольцевого типа, что приводит к большой разнице между общей пористостью, определенной как сумма нулевых элементов разбиения, и пористостью, подсчитанной после завершения последовательного анализа всех пор.

В связи с этим был предложен более корректный алгоритм, заключающийся в повторном исследовании внутренней части каждой встреченной поры, выявленной при отслеживании по внешнему контуру. Если внутри контура поры обнаруживается частица, т. е. внутренняя граница, то пористость оценивается по числу светлых точек, заключенных между этими границами.

После этого вся исследованная пора убирается из изображения, что обеспечивает однозначность проведения анализа. В дальнейшем операция повторяется и обсчету подвергается следующая J -я пора.

Общая пористость считается равной отношению числа элементов разбиения, принадлежащих порам, к общему числу точек бинарного изображения. Параметры поры записываются в массивы площади S () и периметра P ().

Результаты количественного анализа бинарного изображения заносятся в следующие массивы и переменные: $E1$ — общее число пор; O — число групп пор с совпадающими по величине площадями и периметрами внутри каждой группы; $R\emptyset$ () — число пор в каждой группе. Затем для каждой очередной j -й поры проверяется совпадают ли ее площадь или периметр с соответствующими величинами, записанными ранее. Если это условие не выполняется, то параметры записываются в очередные ячейки S () и P () соответственно. Одновременно целочисленная переменная O увеличивается на единицу. Если же про-

изошло совпадение и площади, и периметра $S(j)$ и $P(j)$ с записанными ранее значениями, то элемент массива $R\emptyset(j)$ просто увеличивается на единицу.

Таким образом, в конце анализа формируются три массива: $S(\)$ — площади пор, $P(\)$ — периметры пор, EI — общее число пор; причем общее число пор, как уже отмечалось выше, разбивается на группы (интервалы) пор с одинаковыми площадями и периметрами O . Одновременно с описанной операцией идет формирование массива интервалов размеров $D(\)$ для построения кривых распределения структурных элементов по размерам.

Для проверки возможности использования количественного анализа РЭМ-изображений при изучении микроструктур, а также для проведения операции «сшивки» разномасштабных кривых распределения структурных элементов по размерам и получения суммарной кривой алгоритм предусматривает проведение теста микроструктуры на однородность, основные положения которого рассматривались выше.

После формирования массивов площадей, периметров, числа и интервалов размеров пор производится загрузка модуля статистической обработки информации, включающего блок выбора и унификации данных для анализа по выбранному параметру, а также блоки статистической обработки и вывода информации.

В блоке статистической обработки унифицированных данных проводится анализ полученных кривых распределения и рассчитываются такие морфометрические характеристики пор, как общий периметр и площадь, а также средние значения площадей, периметров и эквивалентных диаметров.

При наличии на кривых распределения минимума проводят отдельный анализ каждого участка кривой и рассчитывают внутри- и межмикрoагрегатную пористость и все средние значения по ним.

После завершения обработки РЭМ-изображения предусмотрен возврат программы количественного анализа в исходное состояние.

Глава 5

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ И ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Описанная в гл. 4 методика количественного анализа микроструктур по РЭМ-изображениям открывает широкие возможности для изучения морфометрических и геометрических признаков микроструктур и проведения сравнительного анализа строения глинистых пород различного возраста, генезиса и раз-

ной степени литификации. С этой целью авторы провели исследование большого числа (около 300 образцов) глинистых пород отобранных в различных районах СССР. Для каждой изучаемой разновидности пород анализировались РЭМ-изображения, полученные при увеличениях в 500, 1000, 2000, 4000, 8000 и 16 000 раз. После обработки этих изображений с помощью ЭВМ были получены количественные показатели морфометрических и геометрических признаков микроструктуры: значения общей пористости, площади и периметра пор, средние значения площади, периметра и эквивалентного диаметра поры, суммарные кривые распределения пор по эквивалентным диаметрам, площадям и периметрам.

Подобным исследованиям были подвергнуты все типы микроструктуры, выделенные ранее [33] и описанные в гл. 3. Ниже в качестве примера приведены полученные данные и их интерпретация для глинистых пород, обладающих наиболее ярко выраженными особенностями ячеистой, скелетной, матричной, турбулентной и ламинарной микроструктур.

5.1. ЯЧЕИСТАЯ МИКРОСТРУКТУРА

На рис. 5.1 приведен фотомонтаж РЭМ-изображений участка поверхности образца морского ила, отобранного со дна Черного моря. Размер изображения 150×200 мкм. Отличительная особенность такой микроструктуры — ее высокая однородность, обусловленная присутствием многочисленных, выдержанных по размерам, преимущественно изометричных ячеек 1. Стенки ячеек сложены удлиненными и анизометричными микроагрегатами 2, контактирующими по типу базис — скол 3. Длина микроагрегатов изменяется от 3 до 7 мкм, а толщина составляет 0,4—1,2 мкм. В узлах ячеек встречаются изометричные микроагрегаты, средний диаметр которых изменяется от 4,5 до 16 мкм, но преобладают микроагрегаты с размерами 4,5—7 мкм 4. Микроагрегаты 1 (рис. 5.2) имеют сложное строение и состоят из анизометричных ультрамикроагрегатов 2, контактирующих по типу базис—базис или базис—скол под небольшим углом. Длина ультрамикроагрегатов составляет 0,5—2 мкм, а толщина — 0,1—0,3 мкм.

Помимо ультрамикроагрегатов и микроагрегатов в образце (см. рис. 5.1) встречаются редкие пылеватые изометричные зерна 5, покрытые глинистыми «рубашками». Средний диаметр пылеватых зерен изменяется от 9 до 16 мкм.

Среди твердых структурных элементов (см. рис. 5.1) довольно много включений микрофауны — скелетиков кокколитофорид различной сохранности; присутствуют редкие обломки панцирей диатомовых водорослей 7. Кокколитофориды 6 имеют форму дисков диаметром 3—6 мкм.

Поровое пространство глинистых пород с ячеистой микроструктурой, как следует из данных количественного анализа

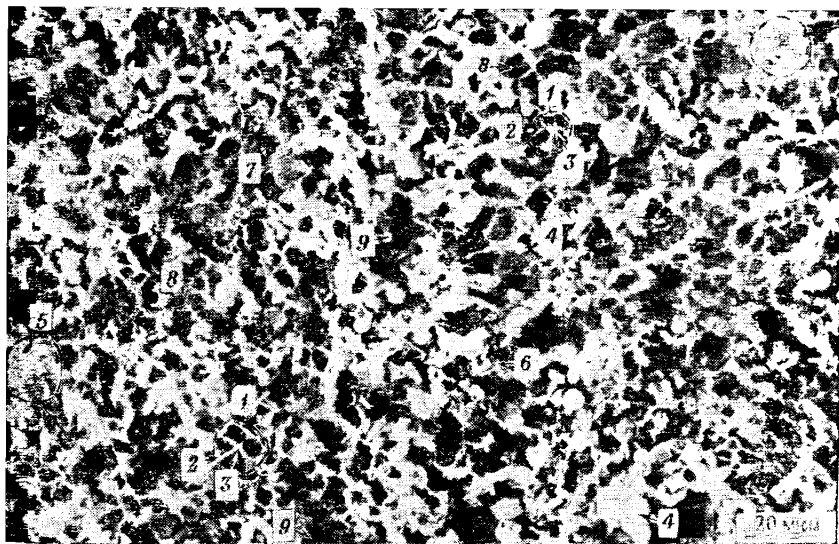


Рис. 5.1. Фотомонтаж РЭМ-изображений образца морского ила $\text{п}Q_4$ (Черное море) с ячеистой микроструктурой

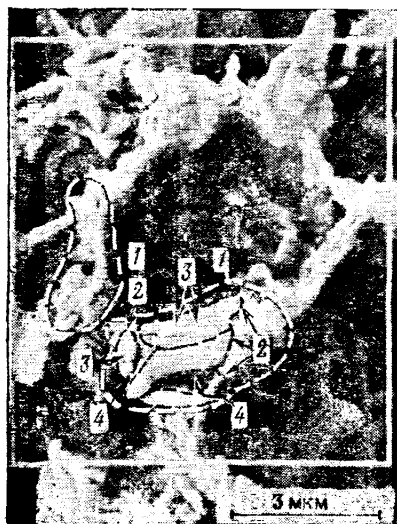


Рис. 5.2. РЭМ-фотография участка ячеистой микроструктуры

РЭМ-изображений (рис. 5.3, а, е), представлено четырема категориями пор со средними эквивалентными диаметрами 0,06; 0,22; 5,3 и 11,6 мкм. Число пор в каждом интервале размера может быть оценено по величине плотности вероятности ρ :

$$\rho = N_i / (N \cdot l),$$

где N_i — число пор в интервале; N — общее число пор; l — вели-

чна интервала. Здесь и далее значения плотности вероятности будут братья по кривым распределения пор по диаметрам.

В ячеистой микроструктуре среди межмикроагрегатных пор преобладают мелкие изометричные микропоры 8 (плотность вероятности 3,2) со средним эквивалентным диаметром 5,3 мкм, площадью 20 мкм² и периметром 22,5 мкм. Значительно меньше (плотность вероятности 1) крупных изометричных микропор 9 (см. рис. 5.1) со средним эквивалентным диаметром 11,6 мкм, площадью 100 мкм² и периметром 62,5 мкм.

Наиболее многочисленны межчастичные ультрамикропоры 3 (см. рис. 5.2) (плотность вероятности 16). Средний эквивалентный диаметр этих пор 0,06 мкм, площадь 0,004 мкм², периметр 0,6 мкм. Межчастичные поры анизометричны, так как образуются в результате неплотного прилегания пластинчатых глинистых частиц базальными плоскостями.

Межультрамикроагрегатные тонкие микропоры 4 (см. рис. 5.2) менее многочисленны (плотность вероятности 2,7). Они имеют средний эквивалентный диаметр 0,22 мкм, площадь 0,038 мкм² и периметр 2,6 мкм. Эти поры также анизометричны.

Несмотря на преобладание межчастичных и межультрамикроагрегатных пор суммарная величина их площади незначительна. Межмикроагрегатные поры (с эквивалентными диаметрами 4—12 мкм), хотя и содержатся в меньшем количестве, составляют основную часть порового пространства в ячеистой микроструктуре. Количественный анализ показывает, что суммарная площадь этих пор может достигать 97 % общей измеренной пористости (абсолютные значения 57,1 %).

Результаты анализа ориентации указывают на преимущественно изотропный характер и отсутствие какой-либо ориентации структурных элементов в ячеистой микроструктуре, о чем свидетельствует кругообразный характер розы ориентации (рис. 5.4, а) и небольшая величина коэффициента анизотропии ($A_r \sim 4,1\%$).

5.2. МАТРИЧНАЯ МИКРОСТРУКТУРА

На рис. 5.5 приведен фотомонтаж РЭМ-изображений участка поверхности образца морской глины позднечетвертичного возраста с матричной микроструктурой. Размер изображения 100 × 150 мкм. Основная особенность микроструктуры — наличие однородной тонкодисперсной матрицы, сложенной хаотически расположенными микроагрегатами и отдельными пылеватыми зернами, а также обломками микрофауны, погруженными в нее.

Основными твердыми структурными элементами матричной микроструктуры (см. рис. 5.5) являются микроагрегаты 1 с размерами 4—15 мкм и более мелкие удлиненные 2, толщина которых может достигать 2 мкм, а длина — 6 мкм. Микроагрегаты имеют сложное строение (рис. 5.6) и состоят из ультрамикроагрегатов 1 глинистых частиц, контактирующих по типу базис—базис и

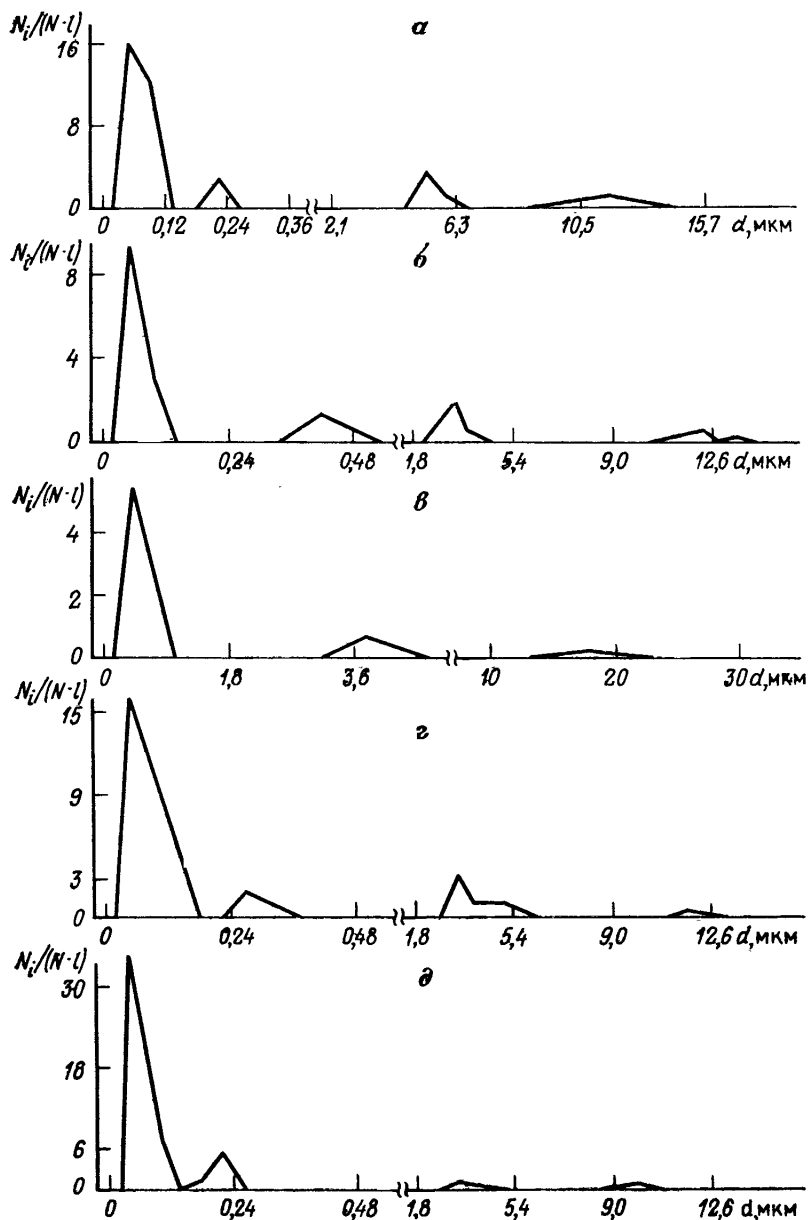
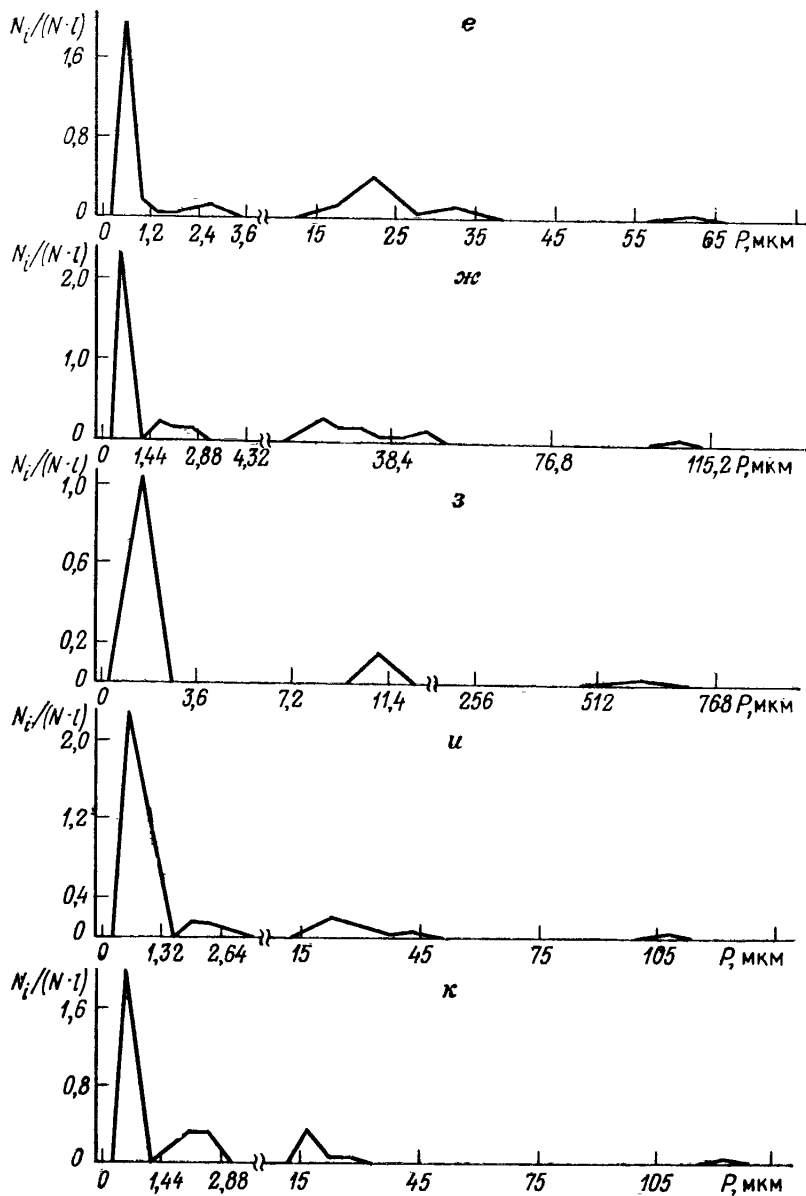


Рис. 5.3. Кривые распределения пор по эквивалентным диаметрам (*a—г*) и периметрам (*e—д*):



Микроструктуры: а, е — ячеистая; б, ж — матричная; в, з — скелетная; г, и — турбулентная; д, к — ламинарная

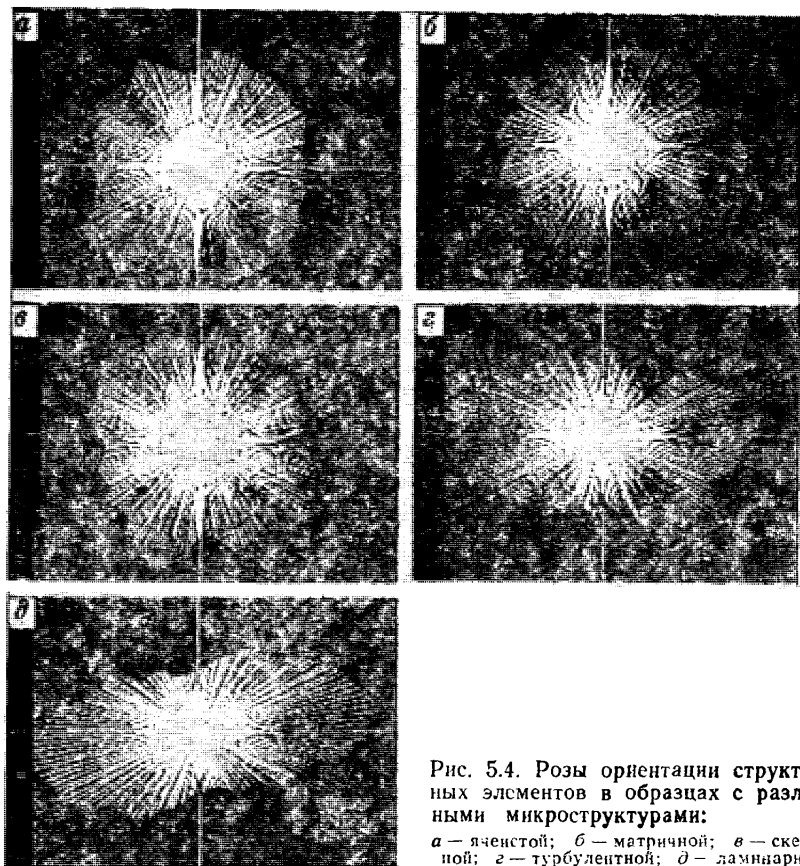


Рис. 5.4. Розы ориентации структурных элементов в образцах с различными микроструктурами:

a — ячештой; *b* — матричной; *в* — скелетной; *г* — турбулентной; *д* — ламинарной

базис—скол. Ультрамикроагрегаты имеют анизометричную форму и сложены глинистыми частицами, контактирующими базисными плоскостями (см. рис. 5.6). Толщина ультрамикроагрегатов изменяется от 0,3 до 0,6 мкм, а их длина составляет 2—3 мкм.

Пылеватые зерна 3 (см. рис. 5.5) обычно имеют изометричную форму, а их поверхность покрыта глинистыми «рубашками». Размер зерен колеблется от 5 до 15 мкм. Обломки микрофауны 4 имеют различную сохранность. Их размер изменяется от 10 до 30 мкм. На рис. 5.5 виден крупный обломок раковины 4.

Количественный анализ РЭМ-изображений (см. рис. 5.3, б, ж) показал, что поровое пространство глинистых пород с матричной микроструктурой представлено четырьмя категориями пор со средними эквивалентными диаметрами 0,06; 0,42; 3,3 и 12,3 мкм. Поровое пространство в основном формируется меж-

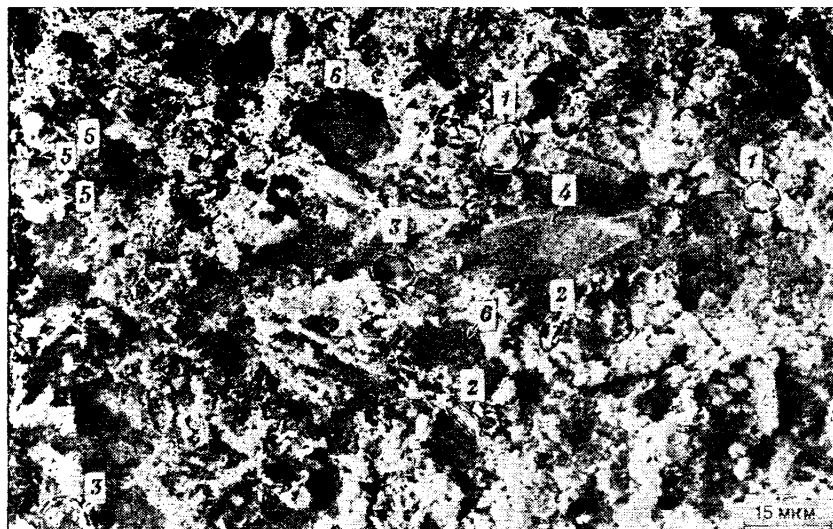


Рис. 5.5. Фотомонтаж РЭМ-изображений образца морской глины mQ_4 (Керчь) с матричной микроструктурой

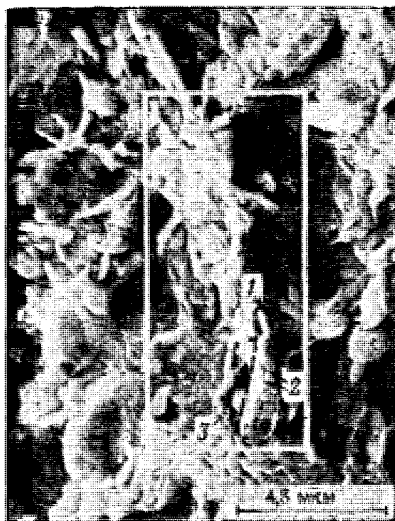


Рис. 5.6. Фотография участка матричной микроструктуры

микроагрегатными порами, на долю которых приходится до 93,8 % общей измеренной пористости (абсолютное значение 45,1 %). Среди межмикроагрегатных пор можно выделить мелкие 5 и крупные 6 микропоры (см. рис. 5.5). Мелкие имеют изометричную или анизометричную форму и характеризуются следующими средними размерами: эквивалентный диаметр 3,3 мкм; площадь 7,5 мкм²; периметр 21,6 мкм. Эти поры преобладают среди межмикроагрегатных; плотность вероятности их 2,2.

Реже (плотность вероятности 0,3) встречаются крупные изометричные микропоры со следующими средними размерами: эквивалентный диаметр 12,3 мкм; площадь 118,8 мкм², периметр 103,2 мкм.

Подчиненное значение в матричной микроструктуре имеет внутримикроагрегатная пористость, представленная (см. рис. 5.6) межчастичными 2 и междультрамикроагрегатными 3 порами. В сумме эти поры составляют 6,2 % общей пористости.

Наиболее многочисленны (плотность вероятности 9,5) в матричной микроструктуре межчастичные анизометричные ультрамикропоры. Средние размеры таких пор следующие: эквивалентный диаметр 0,06 мкм; площадь 0,0036 мкм²; периметр 0,72.

Менее распространены (плотность вероятности примерно 1,8) междультрамикроагрегатные тонкие анизометричные микропоры 3 (см. рис. 5.6), имеющие средний эквивалентный диаметр 0,42 мкм; площадь 0,125 мкм² и периметр 1,68 мкм.

Результаты исследования указывают на изотропный характер ориентации в матричной микроструктуре и отсутствие преимущественного направления ориентации структурных элементов. Об этом свидетельствует кругообразная форма розы ориентации (см. рис. 5.4, б) и малая величина коэффициента анизотропии ($A_r=3,5\%$).

5.3. СКЕЛЕТНАЯ МИКРОСТРУКТУРА

На рис. 5.7 приведен фотомонтаж РЭМ-изображений участка поверхности легкого озерного суглинка позднечетвертичного возраста со скелетной микроструктурой. Размер изображения 100×180 мкм. Главная особенность такой микроструктуры — присутствие многочисленных пылеватых и песчаных зерен, а также глинисто-пылеватых микроагрегатов, непосредственно контактирующих друг с другом.

Основными твердыми структурными элементами (см. рис. 5.7) скелетной микроструктуры являются полуокатанные, реже неокатанные пылеватые зерна преимущественно кварцевого состава, покрытые глинистыми «рубашками» 1. Зерна обычно имеют изометричную форму, а их размер изменяется от 15 до 30 мкм. Реже встречаются изометричные глинисто-пылеватые микроагрегаты 2 с размерами 10—15 мкм. Пылеватые зерна контактируют друг с другом через глинистые «рубашки» или «мостики» 3. В местах контакта находятся скопления наиболее тонкодисперсных пылеватых зерен и микроагрегатов глинистых частиц.

Как следует из данных количественного анализа РЭМ-изображений (см. рис. 5.3, в, з), поровое пространство в глинистых породах со скелетной микроструктурой представлено тремя категориями пор со средними размерами 0,45; 3,8 и 17,5 мкм.

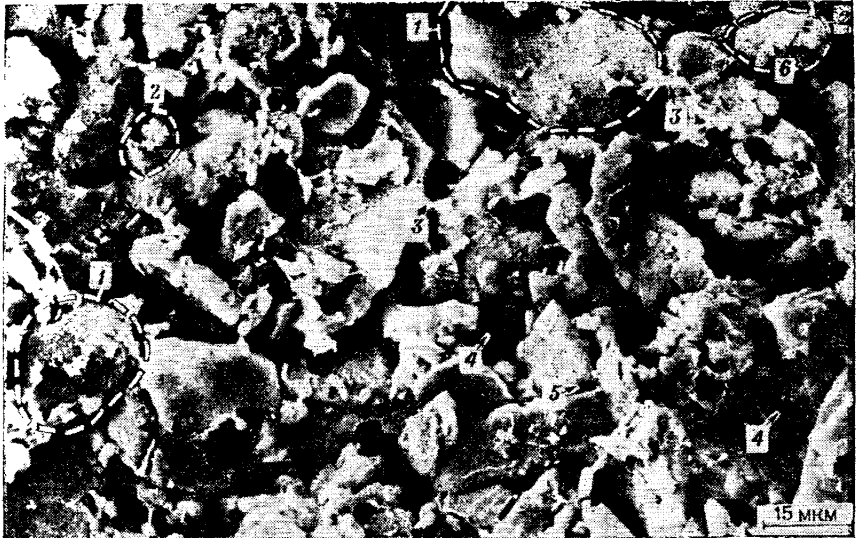


Рис. 5.7. Фотомонтаж РЭМ-изображений образца озерного суглинка IQ₃ (пос. Табрат) со скелетной микроструктурой

Поровое пространство в рассматриваемой микроструктуре в основном состоит из межзернистых и межмикроагрегатно-зернистых пор (до 83,5 % общей измеренной пористости; абсолютное значение 38,6 %). Среди пор рассматриваемого типа можно выделить крупные 4 и мелкие 5 преимущественно изометричные микропоры. Средние размеры крупных микропор следующие: эквивалентный диаметр 17,5 мкм, площадь 247,5 мкм², периметр 619 мкм, а мелких: эквивалентный диаметр 3,8 мкм, площадь 11,5 мкм², периметр 11,1 мкм. Несмотря на то, что эти поры представляют большую часть порового пространства, их число невелико, о чем свидетельствуют малые значения плотности вероятности мелких и крупных микропор (соответственно 0,7 и 0,3).

Подчиненное значение в скелетной микроструктуре имеет межультрамикроагрегатная пористость, на долю которой приходится 16,5 % измеренной пористости. Она представлена преимущественно внутримикроагрегатными тонкими анизометричными (реже изометричными) микропорами 6 (см. рис. 5.7), эквивалентный диаметр которых изменяется от 0,2 до 0,8 мкм. Средние размеры межультрамикроагрегатных пор (см. рис. 5.3, в, з) следующие: эквивалентный диаметр 0,45 мкм; площадь 0,18 мкм²; периметр 1,3 мкм. Межультрамикроагрегатные поры — наиболее многочисленная категория пор в скелетной микроструктуре. Плотность вероятности таких пор максимальна и равна 5,4.

Кругообразная форма розы ориентации (см. рис. 5.4, в) и небольшая величина коэффициента анизотропии $A_r = 5,3\%$ указывают на изотропный характер скелетной микроструктуры и отсутствие направления преимущественной ориентации структурных элементов.

5.4. ТУРБУЛЕНТНАЯ МИКРОСТРУКТУРА

На рис. 5.8 приведен фотомонтаж РЭМ-изображений участка поверхности образца морской кембрийской глины E_1 с турбулентной микроструктурой. Размер изображения 100×160 мкм. Наиболее характерная особенность такой микроструктуры — присутствие листообразных изогнутых микроагрегатов глинистых частиц, обтекающих пылеватые зерна подобно турбулентному потоку.

Основные твердые структурные элементы (см. рис. 5.8) турбулентной микроструктуры — анизометричные микроагрегаты, ориентированные по напластованию. Часто микроагрегаты 1 изгибаются, повторяя форму обтекаемых ими пылеватых зерен. Длина таких микроагрегатов может достигать 20 мкм, а толщина составляет 2—3 мкм. Микроагрегаты имеют сложное строение и состоят из ультрамикроагрегатов 1 (рис. 5.9) пластинчатой и листообразной формы, контактирующих базисными плоскостями и по типу базис—скол под малым углом. Длина ультрамикроагрегатов может достигать 3 мкм, а толщина изменяется от 0,2 до 0,6 мкм. Ультрамикроагрегаты состоят из частиц глинистых минералов, контактирующих базальными плоскостями.

Помимо микроагрегатов и ультрамикроагрегатов в турбулентной микроструктуре содержится довольно большое число пылеватых преимущественно изометричных зерен 2 (см. рис. 5.8), размер которых может изменяться в довольно широких пределах — от 5 до 20 мкм. Поверхность зерен обычно покрыта глинистыми «рубашками».

Количественный анализ РЭМ-изображений (см. рис. 5.3, г, и) показывает, что в глинистых породах с турбулентной микроструктурой поровое пространство представлено четырьмя категориями пор с эквивалентными диаметрами 0,06; 0,26; 3,3 и 11,7 мкм. Большая часть порового пространства (см. рис. 5.8) образована межмикроагрегатными 3 и межмикроагрегатно-зернистыми 4 порами, на долю которых приходится 93,7% общей измеренной пористости (абсолютное значение 28,7%). Среди данных пор можно выделить мелкие и крупные микропоры. Межмикроагрегатные поры имеют изометричную, реже анизометричную форму и размер от 2 до 6 мкм. Средние значения размеров таких пор следующие: эквивалентный диаметр 3,3 мкм; площадь 8,7 мкм²; периметр 12,5 мкм. Они составляют вторую по многочисленности в данной микроструктуре категорию пор (плотность вероятности 30).

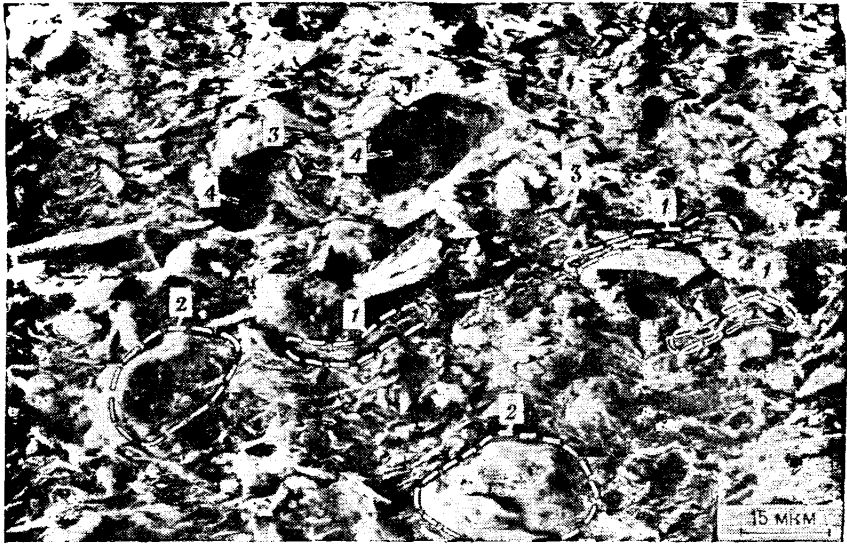


Рис. 5.8. Фотомонтаж РЭМ-изображений образца морской глины mC_1 (Ленинград) с турбулентной микроструктурой

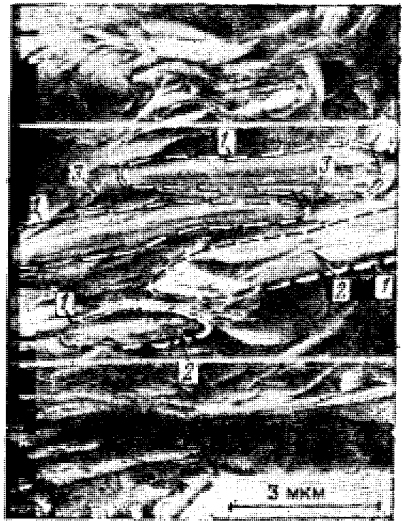


Рис. 5.9. Фотография участка турбулентной микроструктуры

Крупные межмикроагрегатно-зернистые микропоры 4 (см. рис. 5.8) имеют изометричную форму. Средние размеры таких пор следующие: эквивалентный диаметр 11,7 мкм; площадь 8,7 мкм²; периметр 107,5 мкм. Это самая малочисленная категория пор, о чем свидетельствует наименьшее значение плотности вероятности (0,3).

Подчиненное значение в турбулентной микроструктуре имеют внутримикроагрегатные поры, представленные межчастич-

ными и межультрамикроагрегатными порами, на долю которых приходится 6,3 % общей пористости.

Наиболее многочисленны (плотность вероятности 15,9) межчастичные ультрамикропоры 2 щелевидной формы (см. рис. 5.9) со следующими средними размерами: эквивалентный диаметр 0,06 мкм; площадь 0,0035 мкм²; периметр 0,66 мкм. Необходимо отметить, что для данной категории щелевидных пор эквивалентный диаметр не дает полного представления об их размере, поэтому более корректно пользоваться значениями площади и периметра.

Менее распространены (плотность вероятности 1,8) межультрамикроагрегатные тонкие анизометричные микропоры 3 (см. рис. 5.9), имеющие средний эквивалентный диаметр 0,26 мкм; площадь 0,06 мкм² и периметр 1,98 мкм.

Анализ турбулентной микроструктуры показал, что она относится к категории высокоориентированных с преимущественной ориентацией структурных элементов по напластованию. Это подтверждается также эллипсовидным характером розы ориентации и высоким значением коэффициента анизотропии ($A_r = 36,5\%$) (см. рис. 5.4, *г*).

5.5. ЛАМИНАРНАЯ МИКРОСТРУКТУРА

На рис. 5.10 приведен фотомонтаж РЭМ-изображений участка поверхности образца морской майкопской глины. Размер изображения 100×150 мкм. Отличительная особенность ламинарной микроструктуры — высокая степень ориентации структурных элементов в плоскости напластования. Это пример типичной однородной и анизотропной микроструктуры.

Основными твердыми структурными элементами (см. рис. 5.10) ламинарной микроструктуры являются анизометричные микроагрегаты 1, ориентированные по напластованию. Длина микроагрегатов изменяется от 7 до 15 мкм, а толщина составляет примерно 1—2 мкм. Микроагрегаты имеют сложное строение и состоят из листообразных ультрамикроагрегатов 1 (рис. 5.11) контактирующих базисными поверхностями. Длина ультрамикроагрегатов составляет 2—3 мкм, а толщина — 0,2—0,5 мкм. Ультрамикроагрегаты образованы глинистыми частицами, контактирующими по типу базис—базис.

Помимо микроагрегатов и ультрамикроагрегатов в ламинарной микроструктуре присутствует небольшое число тонкопылеватых преимущественно изометричных зерен 2 (см. рис. 5.10), поверхность которых покрыта глинистыми «рубашками». Размер зерен, как правило, не превышает 10 мкм.

Количественный анализ РЭМ-изображений показывает, что поровое пространство микроструктуры представлено четырьмя категориями пор (см. рис. 5.3, *д, к*) с эквивалентными диаметрами 0,06; 0,22; 3,3 и 10 мкм.

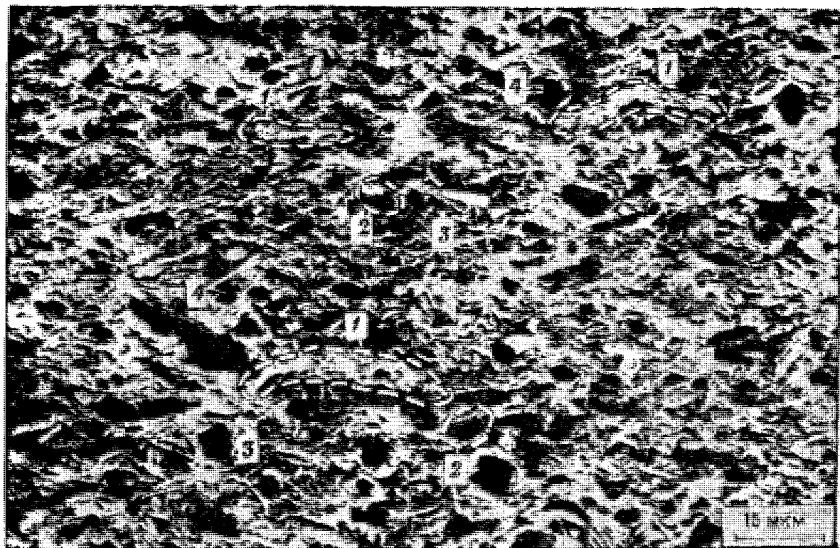


Рис. 5.10. Фотомонтаж РЭМ-изображений образца морской глины (район Волгограда) с ламинарной микроструктурой

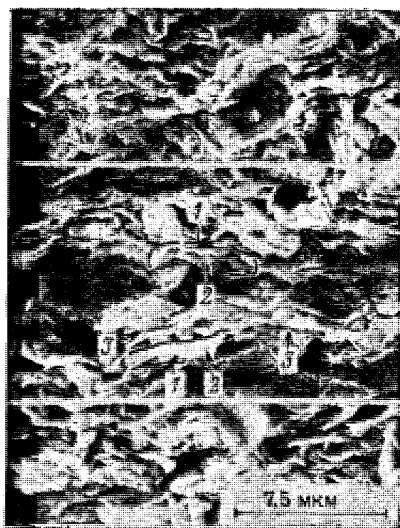


Рис. 5.11. Фотография участка ламинарной микроструктуры

Основная часть порового пространства (см. рис. 5.10) образована межмикроагрегатными порами, на долю которых приходится 95,2 % общей измеренной пористости (абсолютное значение 48,3 %). Среди этих пор можно выделить мелкие 3 и крупные 4 микропоры. Большинство мелких межмикроагрегатных микропор имеет анизометричную (реже изометричную) форму. Средние размеры этих пор следующие: эквивалентный диаметр 3,3 мкм; площадь 9 мкм²; периметр 17,5 мкм.

Крупные межмикроагрегатные поры имеют изометричную форму и следующие средние размеры: эквивалентный диаметр 10 мкм; площадь 76 мкм²; периметр 117,5 мкм. Общее число мелких и крупных межмикроагрегатных пор невелико (плотность вероятности 1 и 0,3 соответственно).

Подчиненное значение в ламинарной микроструктуре имеет внутримикроагрегатная пористость (см. рис. 5.11), представленная межчастичными и межультрамикроагрегатными 3 порами, на долю которых приходится 4,8 % общей измеренной пористости.

Наиболее многочисленны (плотность вероятности 35) межчастичные щелевидные ультрамикропоры 2 (см. рис. 5.11) с эквивалентным диаметром 0,06 мкм, площадью 0,004 мкм² и периметром 0,72 мкм. В данном случае для описания размера щелевидных пор также лучше пользоваться значениями площади и периметра.

Межультрамикроагрегатные тонкие микропоры 3 менее распространены (плотность вероятности 5) в ламинарной микроструктуре. Они имеют анизометричную форму (см. рис. 5.11) и характеризуются следующими средними размерами: эквивалентный диаметр 0,22 мкм; площадь 0,039 мкм²; периметр 2,06 мкм.

Изучение ламинарной микроструктуры показывает, что она относится к микроструктурам с высокой степенью ориентации структурных элементов. Это также подтверждается сильно вытянутой эллипсовидной формой розы ориентации и высоким ($A_r = 46,8 \%$) значением коэффициента анизотропии (см. рис. 5.4, д).

*
* * *

Проведенные исследования позволили установить ряд морфометрических и геометрических особенностей каждого рассмотренного типа микроструктур.

Прежде всего следует отметить различия в степени ориентации структурных элементов. Так, ячеистая, матричная и скелетная микроструктуры обычно относятся к изотропным, о чем свидетельствует кругообразная форма роз ориентации структурных элементов и малая величина коэффициента анизотропии (менее 5 %). Турбулентная и ламинарная микроструктуры отличаются высокой степенью ориентации в направлении напластования, что подтверждается эллипсовидным характером розы ориентации и большими значениями коэффициента анизотропии (более 36 %).

Анализ морфометрических характеристик указывает на присутствие во всех изученных микроструктурах (за исключением скелетной) четырех категорий пор: межчастичных анизометричных или щелевидных ультрамикропор, межультрамикроагрегатных тонких анизометричных микропор, мелких межмикроагре-

гатных микропор и крупных межмикроагрегатных (межзернистых) или межмикроагрегатно-зернистых микропор.

Основная часть порового пространства (83—97 % общей пористости) обычно представлена межмикроагрегатными порами (в скелетной микроструктуре — межзернистыми). Подчиненное значение (3—17 % общей пористости) имеет межчастичная и междультрамикроагрегатная пористость.

Общей чертой микроструктур глинистых пород является наличие на всех кривых распределения пор по эквивалентным диаметрам максимума, обусловленного присутствием межчастичных ультрамикропор с эквивалентным диаметром примерно 0,06 мкм. Эта особенность обусловлена тем, что основные структурные элементы в глинистых породах — частицы глинистых минералов пластинчатой формы. Неплотное прилегание базисных плоскостей таких частиц при формировании ультра- и микроагрегатов приводит к образованию в глинах многочисленных межчастичных ультрамикропор. Подобная категория пор является диагностическим признаком глинистой породы.

Размер междультрамикроагрегатных и межмикроагрегатных пор в основном определяется размером твердых структурных элементов и условиями формирования отложений. Так, для довольно грубодисперсной скелетной микроструктуры характерен наибольший размер этих категорий пор. В то же время в пределах одной генетической группы пород среди тонкодисперсных микроструктур, таких как матричная, турбулентная и ламинарная, наблюдается закономерное уменьшение размера междультрамикроагрегатных и межмикроагрегатных пор по мере увеличения интенсивности процесса литификации. При этом максимумы на кривых распределения этих категорий пор по диаметрам смещаются в сторону меньших размеров.

Глава 6 КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ СТРУКТУРЫ

6.1. ОЦЕНКА ПРОЧНОСТИ ИНДИВИДУАЛЬНОГО КОНТАКТА РАСЧЕТНЫМИ МЕТОДАМИ

Основным количественным показателем энергетических признаков структуры глинистых пород является величина силы сцепления между твердыми структурными элементами в единичном контакте. Такие силы получили название структурных связей [7]. Структурные связи в глинистых породах — результат суммарного действия сил притяжения и отталкивания. Природа этих сил подробно рассматривается во многих работах [21, 29, 44, 50], а также частично описана в гл. 3.

Количественная оценка энергетических признаков структуры глинистых пород основывается на представлениях физико-химической механики дисперсных материалов, согласно которым, прочность дисперсной породы зависит не столько от механических свойств минеральных частиц, сколько от силы сцепления между ними и числа контактов в единице площади сечения разрушения. Основное фундаментальное уравнение физико-химической механики устанавливает пропорциональную зависимость между прочностью дисперсной структуры P_c , средним значением силы сцепления между частицами P_1 и числом разрушенных связей (контактов) в единице площади сечения разрушения χ (при условии одновременности разрушения контактов [26, 34]:

$$P_c = P_1 \chi. \quad (6.1)$$

Это соотношение указывает на связь между прочностными показателями структуры и показателями ее морфометрических и энергетических признаков. Определив величины P и χ , можно рассчитать среднюю прочность индивидуального контакта P_1 и тем самым оценить величину структурных связей.

6.1.1. Физико-химические модели микроструктур

Анализ зависимости (6.1) показывает, что связь между параметром прочности структуры, силой сцепления в контакте и числом контактов в единице площади сечения разрушения во многом определяется размером, формой и характером упаковки твердых структурных элементов. Чем точнее оценены микроморфологические параметры и чем полнее расчетная схема отражает реальную микроструктуру дисперсной системы, тем достовернее прогнозные оценки поведения всей системы под действием различных физико-химических факторов.

Механическое поведение некоторых типов глинистых пород, имеющих изометричные структурные элементы, можно описать с помощью глобулярной модели дисперсного пористого тела, обоснование которой дано в работах П. А. Ребиндера, Е. Д. Щукина, и В. Г. Бабака. Так, Е. Д. Щукин предложил модель, состоящую из взаимно пересекающихся цепочек глобулярных частиц радиусом r и описывающую системы с пористостью более 26 %. Согласно этой модели, число контактов в единице площади сечения разрушения χ определяется из соотношения

$$\chi = 1/(4 \mu^2 r^2), \quad (6.2)$$

где μ — параметр упаковки частиц, зависящий от пористости системы.

В. Г. Бабак установил связь между χ , пористостью системы n , средним координационным числом упаковки \bar{Z} и средним радиусом частиц r :

$$\chi = \frac{3}{8\pi} \frac{\bar{Z}(1-n)}{r^2}. \quad (6.3)$$

В диапазоне пористости от 30 до 90 % связь между Z и n в глобулярных микроструктурах задается аналитически в виде функции

$$n = 1,072 - 0,1193 \bar{Z} + 0,00431 \bar{Z}^2. \quad (6.4)$$

Несмотря на кажущуюся простоту формул (6.2) и (6.3) существовали большие сложности в определении пористости, среднего размера частиц и координационного числа. Использование количественного анализа микроструктуры глинистых пород с помощью комплекса РЭМ — микроЭВМ во многих случаях позволяет довольно точно оценить эти морфометрические параметры и рассчитать величину χ . Это открывает возможность для широкого применения глобулярной модели при описании глинистых пород (особенно со скелетной микроструктурой), а также ряда других (лёссы, трепелы, опоки, песчаники).

На рис. 6.1 приведена фотография микроструктуры образца лёссовидного суглинка. Расчет числа контактов χ для этих микроструктур, проведенный по формуле (6.3) с учетом полученных морфометрических характеристик (пористость и размер структурных элементов), показал, что значения параметра χ для них могут варьировать от $1,2 \cdot 10^6$ до $6,2 \cdot 10^7$ см⁻².

Существенным недостатком глобулярной модели является то, что она не учитывает анизотропию формы глинистых частиц, микроагрегатов; тем самым ее применение ограничивается только однородными и изотропными микроструктурами.

Для описания глинистых пород, сложенных анизометричными структурными элементами, следует использовать модель «перекашивающегося карточного домика», предложенную В. Н. Соколовым [29]. Эту модель можно применять при изучении многих типов глинистых пород, начиная с илов с типичной ячеистой микроструктурой и кончая уплотненными глинами с турбулентной и ламинарной микроструктурами. В ее основу положена модель «карточного домика», стенками которого являются тонкие диски (пластинчатые глинистые частицы или листообразные микроагрегаты, соприкасающиеся друг с другом в точке). На рис. 6.2 показана описываемая модель и различные стадии ее трансформации при уплотнении.

Пористость n , угол между частицами θ и параметры a (длина) и b (ширина) структурных элементов в предложенной модели связаны следующей зависимостью:

$$n = 1 - \frac{Kb/a}{\sin \theta + (Kb/a)}, \quad (6.5)$$

где K — коэффициент; для дисков $K = 3\pi/4$.

На основе этой модели удается оценить число контактов в единице площади сечения разрушения в зависимости от угла между частицами:

$$\chi^\theta = \chi^{90} / \sin \theta, \quad (6.6)$$

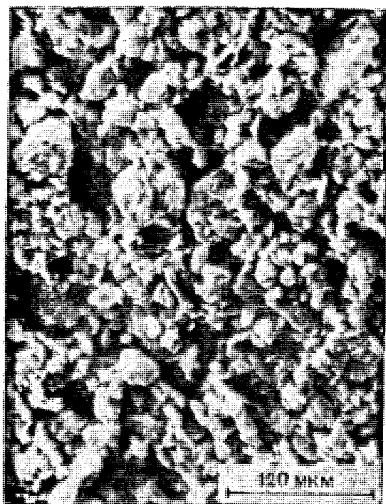


Рис. 6.1. Микроструктура лёссовидного суглинка, описываемая глобулярной моделью

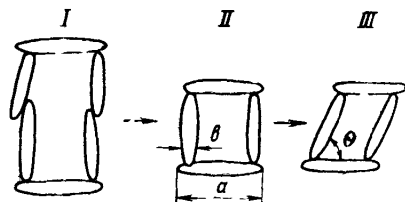


Рис. 6.2. Схема перестройки микроструктуры, описываемой моделью «перекашивающегося карточного домика»:

I—III — различные состояния микроструктуры при уплотнении

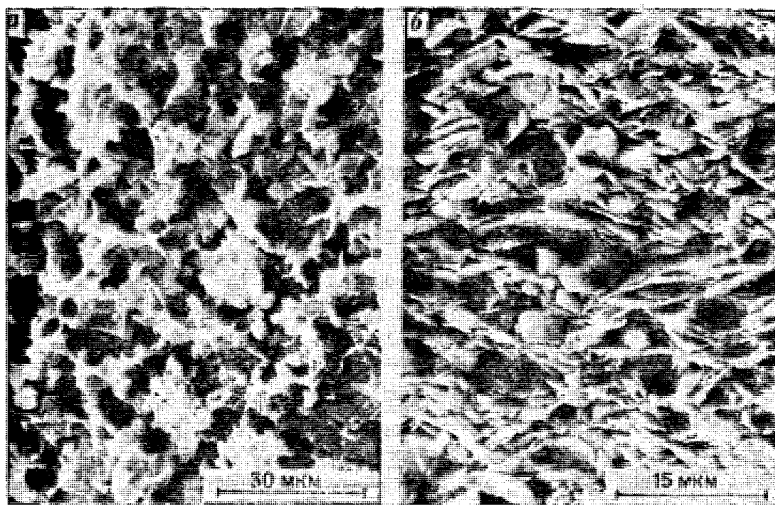


Рис. 6.3. Примеры микроструктур глинистых пород, описываемых моделью «перекашивающегося карточного домика»:

a — ил; *b* — озерно-ледниковая ленточная глина

где

$$\chi^{90} = 2, a^2, \quad (6.7)$$

когда частицы, слагающие ячейки, взаимно перпендикулярны.

На рис. 6.3, *a* приведена РЭМ-фотография образца ила, отобранного со дна Каспийского моря и имеющего типичную яче-

истую изотропную микроструктуру. С помощью количественного анализа РЭМ-изображений были получены средние значения параметров a и θ . Затем на основании формулы (6.6) было оценено число контактов в единице площади сечения разрушения, которое составляло $3,2 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2}$.

Как уже отмечалось, формула (6.6) применима и при малых значениях θ (до 10°), что позволяет оценить параметр χ^0 , который в высокоориентированных ленточных глинах с анизотропной микроструктурой (коэффициент анизотропии $A_r = 39\%$, $\theta = 27^\circ$; см. рис. 6.3, б) равен $1,9 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2}$.

Таким образом, использование РЭМ для качественной и количественной интерпретации данных микроструктурных исследований позволяет выбирать соответствующую модель дисперсной системы и с ее помощью определять параметр χ , необходимый для расчета прочности индивидуального контакта.

6.1.2. Определение прочности структур

Из формулы (6.1) следует, что для расчета прочности индивидуального контакта P_1 , т. е. для оценки величины структурных связей, кроме микроскопического параметра χ требуется знать макроскопическую прочность структуры P_c . Наиболее достоверно эту величину можно определить при испытаниях пород на разрыв. Однако проведение таких испытаний связано с рядом технических трудностей.

Наибольшие сложности возникают при оценке P_c в глинистых осадках и водонасыщенных илах, влажность которых часто во много раз превышает предел текучести. В таких случаях приходится идти на некоторые допущения, ориентировочно предполагая, что в жидкотекучих глинистых системах прочность на разрыв близка к прочности на сдвиг.

Один из наиболее распространенных способов определения максимальной прочности на сдвиг τ_{\max} в глинистых суспензиях и осадках — вытягивание рифленной пластинки (стержня), описанное С. С. Воюцким. Испытания проводят на приборе Вейлера—Ребиндера. С помощью данной методики определяют предельное напряжение сдвига по формуле

$$\tau_{\max} = F/S,$$

где F — усилие вытягивания пластины из образца; S — боковая поверхность, для пластины $S = 2ab$ (здесь a — ширина, b — длина пластины), для цилиндрического стержня $S = 2\pi rh$ (здесь r — радиус, h — длина).

Хорошие результаты дает применение конического пластометра. Теория этого метода описана П. А. Ребиндером в 1949 г. и дополнена Н. Н. Агранат и М. В. Воларовичем в 1957 г. Конический пластометр успешно используется для оценки прочности пластичных глин. По результатам испытаний конусом вы-

числяют условное предельное сопротивление сдвигу (пластическую прочность):

$$P_m = K_a \frac{F}{h^2},$$

где K_a — константа, зависящая от угла при вершине конуса, h — глубина погружения конуса под нагрузкой F .

Существует также ряд прямых методов определения прочности на разрыв в пластичных глинах, среди которых следует отметить методы одноосного растяжения образцов в виде катушек с помощью установки ОСР-1; разрыва образцов в виде восьмерок, торцы которых закреплены в зажимах разрывных машин с помощью цемента или клея и т. д. [20]. Как правило, все эти эксперименты очень трудоемки и отличаются довольно низкой воспроизводимостью.

Для плотных глин, аргиллитов и сланцев, отличающихся хрупким разрушением, часто применяются такие методы, как раскалывание образца цилиндрической формы по образующей (бразильский способ), разрыв полых образцов давлением изнутри (метод соосных пуансонов), трех- и четырехточечный изгиб балочек прямоугольного сечения с соотношением длины и ширины не менее 5:1 [20].

При проведении модельных экспериментов по оценке величины отдельных компонентов структурных связей часто требуется определить прочность на разрыв уплотненных порошкообразных минеральных систем. С этой целью можно использовать установку, разработанную Е. И. Андриановым, в основу которой положено измерение усилия отрыва верхней половинки составного стакана, наполненного уплотненным порошком.

6.1.3. Расчет прочности индивидуальных контактов в глинистых породах

Знание величин макроскопической прочности P_c и микроскопического параметра χ (число контактов в единице площади сечения разрушения) позволяет рассчитать прочность индивидуального контакта в дисперсных системах:

$$P_1 = P_c / \chi. \quad (6.8)$$

Таким образом могут быть получены средние значения P_1 для глинистых пород, микроструктуры которых описываются глобулярной моделью или моделью «перекашивающегося картонного домика». Ниже приводятся результаты таких расчетов для глинистых пород различной степени литификации.

На рис. 6.1 приведена РЭМ-фотография образца со скелетной микроструктурой, хорошо описываемой глобулярной моделью. Такой микроструктурой преимущественно обладают легкие глины, суглинки и супеси морского, озерного, ледникового генезиса слабой и средней степени литификации. Основными твердыми структурными элементами в этих породах являются пылеватые и песчаные кварцевые зерна изометричной псевдо-

глобулярной формы, покрытые глинистыми «рубашками». Глобулярная модель может также использоваться при оценке P_1 в некоторых глинистых породах с матричной, доменной и псевдоглобулярной микроструктурами, характерными для отложений морского, аллювиального и элювиального генезиса, в которых преобладают твердые структурные элементы изометричной формы.

Как показывают данные количественного анализа РЭМ-изображений, в зависимости от размера минеральных зерен и величины пористости число контактов в единице площади сечения разрушения может варьировать от 10^7 до 10^8 . Макроскопическая прочность структур P_c в подобных глинистых породах, измеренная по методике растяжения образца в виде катушек или четырехточечного изгиба балочек, изменяется от 0,01 до 0,05 МПа. Расчет прочности индивидуального контакта P_1 по формуле (6.8) дает значения от $1 \cdot 10^{-8}$ до $5 \cdot 10^{-7}$ Н, что свидетельствует о наличии в этих породах ближних коагуляционных и переходных контактов. Для сравнения можно привести данные по алевролитам и тонкозернистым песчаникам, для которых P_c , найденная бразильским способом, составляет 0,3—5 МПа, $\chi = 10^5$ — 10^6 см⁻², $P_1 = 10^{-2}$ — 10^{-4} Н. Из анализа данных следует, что в алевролитах и песчаниках преобладают фазовые контакты, а сами структуры относятся к цементационно-кристаллизационному типу.

На рис. 6.3, а приведена РЭМ-фотография образца морского глинистого ила, микроструктура которого описывается моделью «перекашивающегося карточного домика». Число контактов в единице площади сечения разрушения χ^0 для таких ячеистых микроструктур изменяется от $5 \cdot 10^6$ до $1 \cdot 10^8$ см⁻², а прочность P_c , измеренная с помощью метода вытягивания рифленого стержня, составляла всего $1 \cdot 10^{-4}$ — $3 \cdot 10^{-3}$ МПа. Расчетное значение средней прочности индивидуального контакта P_1 изменялось от $5 \cdot 10^{-8}$ до $1 \cdot 10^{-10}$ Н, что соответствует прочности ближних и дальних коагуляционных контактов.

По мере уменьшения угла θ между стенками в ячейке «карточного домика», что наблюдается в более плотных глинистых породах с высокой степенью ориентации структурных элементов (например, в ленточной глине с $\theta \sim 27^\circ$ (см. рис. 6.3, б), происходит сокращение числа контактов в единице площади сечения разрушения ($5 \cdot 10^6$ — $1,9 \cdot 10^7$ см²). В подобных глинистых породах $P_c = 0,01$ — $0,03$ МПа, чему соответствует $P_1 = 10^{-8}$ — 10^{-7} Н. Эти данные свидетельствуют о том, что в такой глине наряду с ближними коагуляционными контактами имеются переходные. Ориентировочный расчет, выполненный с помощью описанной модели для высокоориентированных глинистых сланцев и аргиллитов ($\theta = 18^\circ$; $\chi^0 = 2 \cdot 10^7$; $P_c = 5,4$ МПа), показывает, что между твердыми структурными элементами преобладают фазовые контакты ($P_1 = 2,7 \cdot 10^{-5}$ Н), а структура образцов относится к кристаллизационно-цементационному типу.

6.2. ПРЯМЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПРОЧНОСТИ ИНДИВИДУАЛЬНОГО КОНТАКТА

Помимо расчетного метода определения прочности индивидуального контакта существует ряд прецизионных методик по прямому измерению силы сцепления в контактах между твердыми телами, которые дают представление о величине структурных связей между глинистыми минеральными частицами.

Одним из первых экспериментов по прямому измерению сил сцепления между твердыми телами стали опыты, проведенные Б. В. Дерягиным и И. И. Абрикосовой с помощью микровесов с отрицательной обратной связью. В ходе этих опытов была впервые измерена величина молекулярного взаимодействия между кварцевой пластиной и линзой, получена зависимость энергии (силы) молекулярного взаимодействия от расстояния, рассчитана константа Гамакера A , составляющая для кварца $5 \cdot 10^{-21}$ Дж. Анализ результатов этих экспериментов показал, что сила молекулярного притяжения между микротелами на расстояниях около 100 нм составляет 10^{-8} Н.

В дальнейшем Б. В. Дерягин и другие исследователи экспериментально установили существование предсказанного теорией ДЛФО энергетического барьера. Опыты проводились в растворах электролитов, в которых изучалась энергия взаимодействия между скрепленными металлическими нитями. Затем была создана высокочувствительная установка, моделирующая контакт коллоидных частиц и основанная на измерении взаимодействий тонких кварцевых нитей в воздушной среде [10]. Измерителем силы в установке была подвижная рамка (торсион) фотоэлектрического усилителя (гальванометра) с вертикальной осью вращения. Силу, действующую на образец, жестко закрепленный на рамке гальванометра, определяли по силе тока в рамке с точностью 10^{-10} Н. Перемещение образца осуществлялось за счет изменения сопротивления одного из плеч сбалансированной мостовой схемы, включающего фотосопротивление гальванометра, и измерялось с точностью примерно 10^{-9} м. Экспериментальные исследования, проведенные на описанной установке, позволили определить значения сложной константы Гамакера A_{101} и константы полностью запаздывающих молекулярных сил B , а также уточнить ход энергетической кривой на расстояниях от 10 до 150 нм. Для кварца $A_{101} = 4,5 \cdot 10^{-20}$ Дж, $B = 1 \cdot 10^{-28}$ Дж·м (B — постоянная молекулярная сила натяжения).

Кроме того, Я. И. Рабинович и Б. В. Дерягин создали модифицированную установку, позволяющую измерять силы взаимодействия в жидких средах. Эксперименты, проведенные со скрепленными стеклянными нитями в 0,1 М растворе KCl дали возможность получить энергетическую кривую на малых расстояниях (до 5 нм) и оценить глубину дальнего потенциального минимума. Так, для двух стеклянных нитей с радиусами $R_1 =$

0,5 мм и $R_2=0,6$ мм в 0,1 М растворе КСl этот показатель составил примерно $3 \cdot 10^{-6}$ Дж/м².

Существует также способ непосредственного измерения сил сцепления в контактах между отдельными твердыми частицами в широком диапазоне (10^{-8} — 10^{-3} Н), позволяющий изменять условия формирования контактов — материал частиц, усилия поджима, окружающую среду, температуру [12, 34]. В качестве нагружающего элемента и измерителя силы используют высокочувствительную магнитоэлектрическую систему гальванометра. Сила измерялась с точностью 10^{-8} Н. При проведении эксперимента две частицы, одна из которых жестко закреплена на стрелке гальванометра, а другая — на манипуляторе, сближаются до соприкосновения. Момент контакта фиксируется с помощью длиннофокусного микроскопа. Усилие поджима и отрыва частиц создается при пропускании тока через рамку гальванометра в одном направлении и в другом. Измеряемая сила соответствует прочности контакта на разрыв, т. е. отражает суммарное действие структурных связей в контакте. Устройство позволяет проводить измерения на воздухе и в жидких средах при температурах от комнатной до 200 °С.

С помощью указанной установки были проведены прямые измерения сил сцепления в коагуляционном, переходном и фазовом контактах. Экспериментальные исследования, проведенные Р. К. Юсуповым в 1973 г., показали, что при малых усилиях поджима ($f_p < 5 \cdot 10^{-5}$ Н) между микрокристаллами различного минерального состава (нафталин, хлорид натрия, тальк, вермикулит) возможно формирование слабых коагуляционных контактов ($P_1 \leq 10^{-8}$ Н), а затем быстрый рост числа переходных ($P_1 \sim 10^{-7}$ Н) и фазовых ($P_1 > 10^{-7}$ Н), образующихся вследствие пластической деформации частиц в местах контакта. Присутствие на контактах поверхностно-активных веществ оказывает стабилизирующее действие и может понизить прочность контакта на несколько порядков.

В. П. Ваганов экспериментально исследовал и описал другой механизм формирования фазовых контактов — за счет образования в определенных физико-химических условиях зародыша контакта — первичного мостика, соединяющего минеральные частицы. Прямые измерения, проведенные с помощью рассмотренной выше магнитоэлектрической системы, показали, что между кристалликами двуводного гипса в пересыщенных растворах сульфата кальция формируются фазовые цементационные контакты с $P_1 \geq 10^{-6}$ Н.

Особую трудность при проведении экспериментов по прямому измерению сил сцепления в контактах представляет точная фиксация момента соприкосновения частиц и определение площади контакта после его разрушения. В. Н. Соколов и В. Г. Бабак [19, 20] разработали специальное устройство, позволяющее исследовать контактные взаимодействия непосредственно в камере образцов РЭМ. При определении силы сцепления между

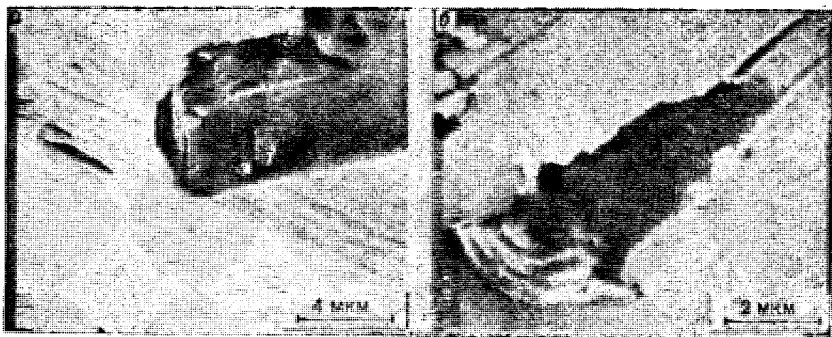


Рис. 6.4. Фотографии, полученные в РЭМ

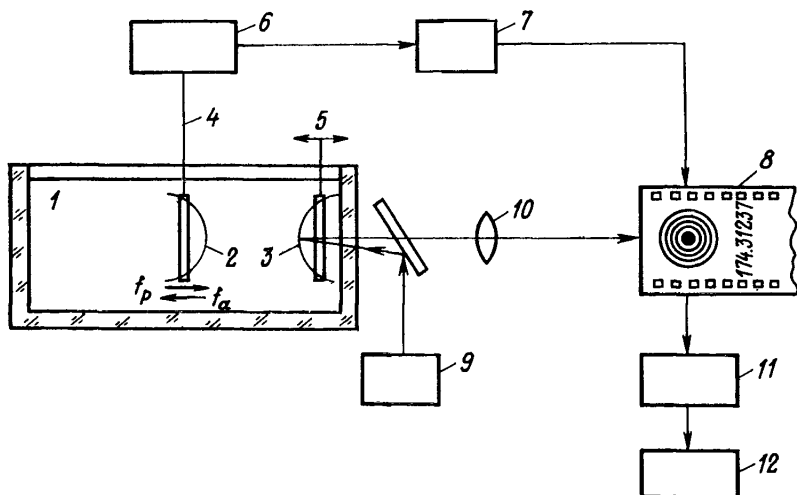


Рис. 6.5. Схема установки для исследования контактных взаимодействий между минеральными частицами в жидких средах

частицами или микрокристаллами один образец размещается на стандартном гониметрическом устройстве РЭМ, а второй закрепляется на держателе, жестко связанном с магнитоэлектрической системой, собственная жесткость которой $9 \cdot 10^{-3}$ Н/м. Плавное сближение образцов, их взаимный поджим и последующий отрыв осуществлялись за счет пропускания тока через рамку системы. Точность измерения механических усилий в области контакта образцов составляет $5 \cdot 10^{-9}$ Н, а диапазон измеряемых сил — 10^{-3} — 10^{-8} Н.

На рис. 6.4, а приведена фотография момента контакта микрокристалла NaCl с поверхностью слюды, напыленной золотом (при этом фиксировалось усилие поджима), а на рис. 6.4, б — отпечаток на поверхности слюды после разрушения ее контак-

та с микрокристаллом. Зная усилие поджима и отрыва микрокристалла, а также площадь контакта, можно определить его прочность.

Дальнейшее развитие и совершенствование теоретической и экспериментальной базы привели к созданию более чувствительной аппаратуры, позволившей уточнить зависимость энергии взаимодействия пластин слюды от расстояния между ними и оценить влияние различных физико-химических факторов на это взаимодействие. В работе [41] Я. Израелашвили и Р. Пашлей подробно описывают установку, в которой сближение образцов осуществлялось с помощью пьезоэлектрического датчика перемещения, а сила контактного взаимодействия между образцами определялась по прогибу плоской пружины — динамометра — с точностью до 10^{-7} Н. Ширина зазора между поверхностями пластин слюды измерялось методом многократной интерференции пучка света с точностью 0,1—0,2 нм. Особое внимание в работе уделяется проблеме очистки раствора электролита от механических примесей.

С помощью описанной установки Я. Израелашвили и Р. Пашлей получили кривые зависимости энергии взаимодействия от концентрации и типа электролита. В частности они установили, что на расстояниях более 5 нм экспериментальные результаты согласуются с теорией ДЛФО. В то же время на более близких расстояниях при концентрациях электролита KCl более 10^{-2} моль/л наблюдались силы отталкивания, проявление которых связывалось с процессами гидратации катионов калия. При концентрации электролита менее 10^{-2} моль/л эти силы не возникали.

Л. Фишер и Я. Израелашвили провели эксперименты по исследованию капиллярных взаимодействий между цилиндрическими поверхностями слюды при конденсации паров циклогексана. Они установили, что появление капиллярных сил обусловлено наличием капиллярных менисков с радиусом не менее 4 нм [39].

Для прямого экспериментального изучения зависимости энергии взаимодействия частиц от величины зазора между ними, а также для измерения силы сцепления частиц в контакте В. Н. Соколов совместно с В. Г. Бабаком [24] разработали методику, позволяющую с высокой точностью фиксировать силу и зазор между взаимодействующими пластинами мусковита, которые являются аналогами частиц глинистых минералов и успешно моделируют поведение последних в различных физико-химических условиях.

Схема установки для прямого измерения сил контактного взаимодействия приведена на рис. 6.5. С помощью этой установки можно измерять силы поджима f_p и сцепления f_a между двумя скрещенными цилиндрическими поверхностями согнутых пластин слюды в растворах электролитов, а также моделировать взаимодействия базис—скол между скрещенными пластинами

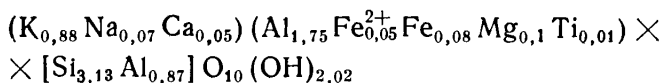
слюды, контактирующими по типу ребро пластины — цилиндрическая поверхность.

Один из образцов 2 жестко соединялся с держателем 4 диаметра магнитоэлектрической системы 6, проградуированного по силе тока, измеряемого с помощью микроамперметра 7. Другой образец 3 неподвижно закреплялся с помощью специального держателя 5 на стенке прозрачной кварцевой кюветы 1. Особая конструкция держателей, изготовленных из титана, обеспечивала жесткость крепления пластин слюды и исключала возможность их прогиба в месте контакта. Контакт между образцами наблюдался в отраженном свете гелий-неонового лазера 9 ($\lambda = 632,8$ нм) с помощью микроскопа 10. Изображение контактной области, увеличенное в 500 раз, фотографировалось на киноплёнку 8 и записывалось с помощью кинокамеры со скоростью 25 кадров в секунду. Одновременно на плёнку подавалось изображение значений цифрового табло микроамперметра, пропорциональных измеряемой силе контактного взаимодействия. Кроме того, рядом помещалась фотография цифрового секундомера для контроля скорости киносъёмки и удобства последующей обработки результатов. Изображение контактной области, представляющее собой систему концентрических интерференционных колец Ньютона, обрабатывалось с помощью анализатора изображений 11 для получения профиля зазора в контактной области. Уравнение этого профиля рассчитывалось с помощью ЭВМ 12. При этом профиль аппроксимировался полиномом второй степени способом наименьших квадратов по девяти радиусам колец Ньютона.

При исследовании силы сцепления в контакте фиксировался лишь момент контакта пластин слюды по возникновению темного пятна в центре колец Ньютона.

Точность измерения зазора с помощью описанной установки составляла 2 нм, а точность определения сил контактного взаимодействия до 10^{-7} Н достигала $5 \cdot 10^{-9}$ Н. Такая высокая точность обеспечивалась тщательной юстировкой системы и защитой установки от вибрационных воздействий. Установка монтировалась на бетонной плите (3,5 т), расположенной на изолированном фундаменте.

Исследовались тонкие (до нескольких микрометров) пластинки слюды, получаемые отщеплением от большого кристалла мусковита, отобранного из месторождения на р. Маме. Мусковит имел следующую структурную формулу:



со структурным зарядом 1,04 на 1/2 ячейки. Базальное расстояние d_{001} составляло 10,07 Å.

Для проведения экспериментов в воде и растворах электролитов применялись специальные методы очистки этих жидко-

стей от тончайших механических примесей с помощью установки «Миллипор», оснащенной набором полимерных фильтров. В результате многократной фильтрации через эту установку удалось получить практически полностью очищенные и пригодные для эксперимента воду и растворы.

Экспериментальные исследования контактных взаимодействий с помощью описанной установки позволили В. Н. Соколову [29] оценить величину суммарного эффекта действия молекулярных и ионно-электростатических сил между минеральными частицами.

6.3. ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ НА ПРОЧНОСТЬ ИНДИВИДУАЛЬНЫХ КОНТАКТОВ

Использование физико-химических моделей, описывающих поведение глинистых пород, и методик прямого измерения сил сцепления между минеральными частицами, позволяет оценить влияние различных факторов на прочность индивидуальных контактов. Эти данные имеют большое значение для познания природы прочности глинистых пород и направленного регулирования их свойств.

6.3.1. Влияние ориентации структурных элементов

Одним из важных факторов, влияющих на прочность индивидуальных контактов является степень упорядоченности структурных элементов в дисперсной глинистой системе. По мере сближения и переориентации частиц в процессе седиментации и последующей литификации глинистых пород происходит существенное изменение не только морфометрических и геометрических признаков микроструктуры, но и сил, действующих между структурными элементами.

Экспериментальная оценка влияния ориентации структурных элементов на прочность индивидуальных контактов проводилась на искусственно приготовленных глинистых осадках, сложенных моноионными (Na^+ -форма) монодисперсными (1—2 мкм) каолиновыми частицами, выделенными отмучиванием из глуховецкого каолина. Контроль за ориентацией и морфометрическими параметрами микроструктуры проводился с помощью комплекса РЭМ—микроЭВМ, а рассчитанная сила сцепления в контакте сравнивалась со значением (полученным в аналогичных условиях по данным прямых экспериментов, описанных выше) сил сцепления между пластинами слюды.

Направленное изменение структурных параметров производилось путем уплотнения каолинового осадка в центрифуге. Прочность структуры изучалась с помощью методики вытаскивания рифленого стержня из уплотненного осадка. Одновременно в мерном цилиндре определялась пористость осадка n , с точностью до 2 %, а в специальных разъемных контейнерах от-

бирались пробы для количественных микроструктурных исследований. Образцы для их изучения в РЭМ готовились способом вакуумной морозной сушки.

В ходе эксперимента изучалась зависимость прочности P_c и пористости n_p каолинитового осадка от величины уплотняющего воздействия $\omega^2 l/g$ (где ω — угловая скорость вращения центрифуги; l — расстояние от центра вращения до уплотняемого осадка; g — ускорение свободного падения). По данным количественного анализа РЭМ-изображений оценивался угол между частицами θ , пористость n_p , средняя площадь поры S , среднее координационное число Z , средний фактор формы пор K_Φ .

Анализ зависимостей морфометрических и геометрических характеристик структуры и прочности каолинитового осадка от уплотняющего воздействия показывает синбатный спад значений n_p , S , K_Φ , θ и n_p с ростом параметра уплотнения $\omega^2 l/g$. В то же время прочность структуры P_c возрастает, а координационное число Z сначала увеличивается, а затем остается постоянным. Объяснение приведенных закономерностей может быть дано путем рассмотрения логарифмов этих зависимостей в функции $\lg \sin \theta$ (рис. 6.6).

Например, зависимость среднего значения площади поры от угла между частицами $S(\theta)$ в координатах $\lg S - \lg \sin \theta$ имеет характерный излом при $\theta^* \approx 66^\circ$. Левее этой точки экспериментальная кривая спрямляется, причем коэффициент линейности равен единице. Это позволяет выразить зависимость $S(\theta)$ в виде

$$S = S_0 \sin \theta, \quad (6.9)$$

где S_0 — средняя площадь поры при $\theta = 90^\circ$.

Правее точки перегиба при больших углах θ средняя площадь пор возрастает более интенсивно.

Кроме того, зависимость $Z(\theta)$ имеет точку перегиба при значении θ , близком к $\theta^* \approx 66^\circ$. Это указывает на резкое увеличение числа соседей для каждой частицы в области правее θ^* , что свидетельствует о смятии структуры при уплотнении каолинитового осадка. Левее θ^* число соседей не меняется несмотря на уменьшение угла θ и общей пористости системы вследствие завершения процесса структурной перестройки.

Это обстоятельство позволяет предположить возможность использования для описания сформированной микроструктуры модели «перекашивающегося карточного домика», состоящего из дисков (глинистых частиц) диаметром $a \sim 2$ мкм и толщиной $b \sim 0,2$ мкм. При начальном уплотнении каолинитового осадка в центробежном поле его микроструктура переходит из состояния I (см. рис. 6.2) в состояние II путем внутренней структурной перестройки за счет исчезновения крупных пор. Начиная со значения $\theta^* \approx 66^\circ$ при дальнейшем уплотнении происходит

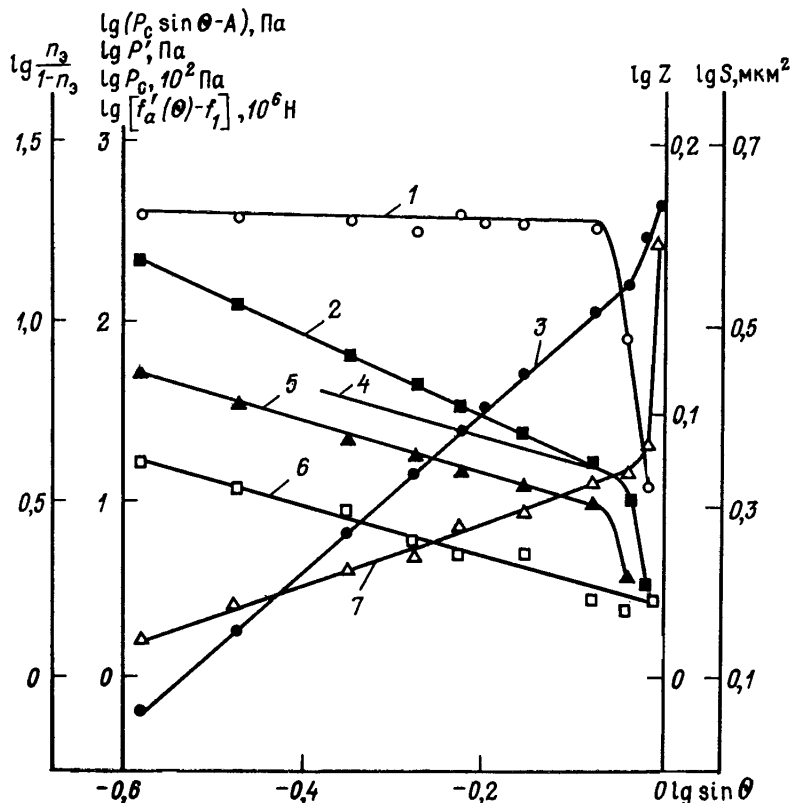


Рис. 6.6. Зависимость логарифмов морфометрических параметров микроструктуры и прочности от $\lg \sin \theta$:

1 — $\lg Z$; 2 — $\lg P_c$; 3 — $\lg S$; 4 — $\lg P'$; 5 — $\lg(P_c \sin \theta - A)$; 6 — $\lg [f'_a(\theta) - f_1]$; 7 — $\lg n_3 / (1 - n_3)$

изменение пористости из-за уменьшения угла между частицами, формирующими стенки ячеек (состояние III).

Сказанное хорошо подтверждается РЭМ-фотографиями микроструктуры каолинитового осадка (рис. 6.7). В предлагаемой модели зависимость среднего значения площади поры от угла θ между частицами описывается формулой (6.9). Линейный характер кривой $S(\theta)$ в широком диапазоне изменения $\sin \theta$ (θ уменьшается от 66° до 15°) и пористости n_3 (от 81 до 50 %) указывает на возможность применения данной модели для описания морфологических микроструктурных изменений, происходящих по мере повышения степени ориентации структурных элементов в результате уплотнения.

Возможность использования модели «перекашивающегося карточного домика» для описания поведения коагуляционной структуры глинистого осадка с ячеистой микроструктурой также подтверждается спрямлением графика зависимости $\lg n_3 / (1 -$

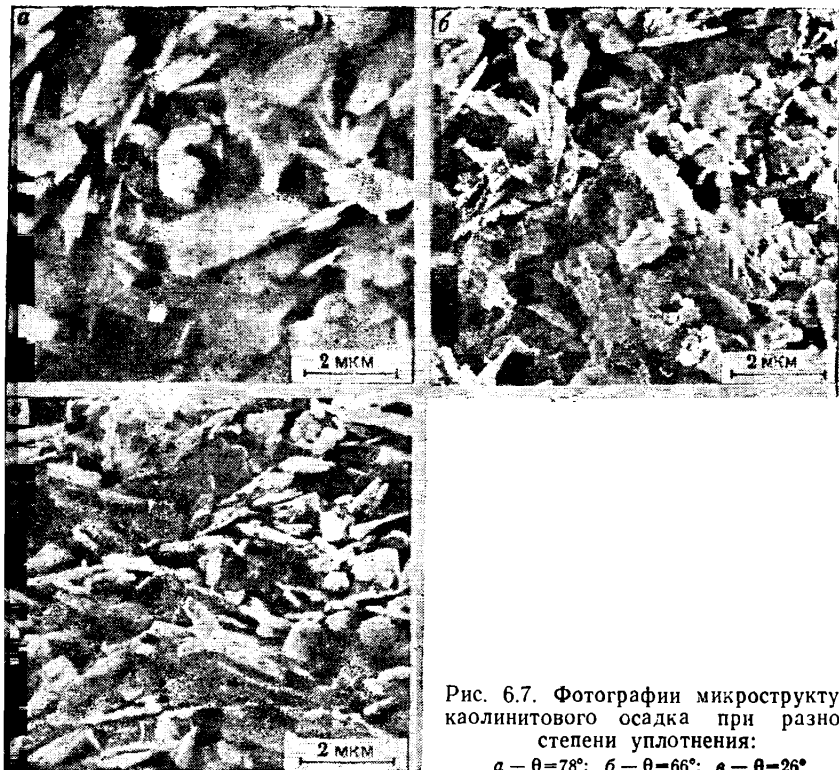


Рис. 6.7. Фотографии микроструктур каолинитового осадка при разной степени уплотнения:

a — $\theta=78^\circ$; *b* — $\theta=66^\circ$; *c* — $\theta=26^\circ$

n_3) от $\lg \sin \theta$ левее значения $\theta^* \approx 66^\circ$ с коэффициентом линейности близким к единице (см. рис. 6.6, кривая 7).

Зависимость между прочностью структуры P_c , силой сцепления f_a и числом контактов может быть записана в следующем виде:

$$P_c = f_a \chi^\theta. \quad (6.10)$$

Если бы сила сцепления f_a не зависела от угла θ , то связь между P_c и $\sin \theta$ выражалась бы функцией

$$P_c = f_a (\chi^{90} / \sin \theta), \quad (6.11)$$

т. е. прямой с углом наклона 1 (см. рис. 6.7, кривая 4), что противоречит результатам экспериментов, указывающим на более быстрый рост прочности в зависимости от θ (см. рис. 6.7, кривая 2).

Согласно имеющимся данным, в условиях двухфазной системы сила сцепления между гидратированными глинистыми частицами может быть представлена уравнением

$$f_a = f_m(\theta) + f_{и \rightarrow}(\theta) + f_э, \quad (6.12)$$

где $f_m(\theta)$ — молекулярные силы, зависящие от угла между час-

тицами и определяемые свойствами материала частиц и среды; $f_{и-э}(\theta)$ — ионно-электростатическое отталкивание одноименно заряженных диффузных слоев на базисных поверхностях частиц, зависящее от угла между частицами θ , зазора между ними и толщины двойного электрического слоя; $f_э$ — электростатическое взаимодействие между заряженным сколом и базисной плоскостью глинистых частиц, не зависящее от угла θ . Сила $f_э$ определяется величиной и знаком заряда на сколах и базисных плоскостях: в кислой и нейтральной средах она может быть притяжением, а в щелочной — отталкиванием.

С учетом теоретических зависимостей энергии взаимодействия двух глинистых частиц при изменении угла между ними θ силу сцепления f_a можно представить в следующем виде:

$$f_a = f_э + \frac{f_m^{90} + f_{и-э}^{90}}{\sin^{1,5} \theta}, \quad (6.13)$$

где f_m^{90} и $f_{и-э}^{90}$ — значения сил при $\theta = 90^\circ$.

Подстановка выражения (6.13) в формулу (6.11) дает уравнение

$$P_c \sin \theta - A = B, \quad (6.14)$$

где $A = \chi^{90} f_э$; $B = \chi^{90} \frac{f_m^{90} + f_{и-э}^{90}}{\sin^{1,5} \theta}$.

При $A = 3 \cdot 10^2$ Па прямая $\lg(P_c \sin \theta - A)$ в функции $\lg \sin \theta$ (см. рис. 6.7, кривая 5) имеет коэффициент линейности 1,5, что подтверждает справедливость изложенных выше представлений о характере взаимодействий частиц в контакте. Анализ зависимости $\lg(P_c \sin \theta - A)$ от $\lg \sin \theta$ позволяет провести оценку силы электростатического притяжения $f_э$, суммы молекулярных сил притяжения и ионно-электростатического отталкивания $f_m + f_{и-э}$ в дистиллированной воде. Так, при $A = 3 \cdot 10^2$ Па $f_э = 1,2 \cdot 10^{-9}$ Н и $f_m + f_{и-э} = 3,2 \cdot 10^{-9}$ Н, а $f_a = 4,4 \cdot 10^{-9}$ Н.

Характер зависимости f_a от θ проверялся с помощью прямых экспериментов на модельных объектах (пластинах слюды), описанных ранее. Экспериментальная зависимость $f'_a(\theta)$ силы сцепления пластин слюды, взаимодействующих по типу базис—скол, от угла между ними в координатах $\lg[f'_a(\theta) - f_1] - \lg \sin \theta$ имеет вид прямой с коэффициентом линейности 1,5 (см. рис. 6.7, прямая 6). Это позволяет представить $f'_a(\theta)$ в виде

$$f'_a(\theta) = f_1 + f_2 \sin^{1,5} \theta, \quad (6.15)$$

где по аналогии с формулой (6.12) $f_1 = f'_э$ и $f_2 = f'_m + f'_{и-э}$.

Расчеты показывают, что в случае взаимодействия пластин слюды в дистиллированной воде при $\theta \rightarrow 90^\circ$ $f'_э = 1,16 \cdot 10^{-6}$ Н, а $f'_m + f'_{и-э} = 2,44 \cdot 10^{-6}$ Н.

Для частиц каолинита и пластин слюды при $\theta \rightarrow 90^\circ$ отношения $f_э / (f_m + f_{и-э}) = 2,7$ и $f'_э / (f'_m + f'_{и-э}) = 2,1$ близки между собой, что подтверждает одинаковую природу сил сцепления в контактах между минеральными частицами.

Из формул (6.13) и (6.15) следует, что при значениях $\theta = 10^\circ$ и менее сила сцепления частиц в коагуляционных контактах возрастает на один-два порядка вследствие увеличения объема частиц, попадающих в зону действия молекулярных сил. При этом f_a может достигать величин, характерных для переходных или фазовых контактов. Однако в отличие от последних разрушение контактов в водонасыщенных глинистых породах носит тиксотропный характер.

6.3.2. Влияние рН среды и концентрации электролита

Для выяснения влияния рН среды и концентрации электролита на силу сцепления частиц в контактах осадок сначала уплотняли в центрифуге в дистиллированной воде ($\text{pH} = 6,3$), а затем заменяли поровую влагу на щелочной NaOH , кислый HCl или соляной NaCl растворы. Взаимодействие уже сформированной структуры осадка с электролитом не приводило к каким бы то ни было заметным микроструктурным перестройкам, но сильно влияло на величину структурных связей.

Наблюдаемое резкое падение прочности структуры каолинового осадка (рис. 6.8, а) при $\text{pH} \approx 7$ хорошо согласуется с данными о перезарядке сколов каолиновых частиц в зависимости от рН, которая происходит при $\text{pH} \approx 6,5$. В этом случае f_s меняет знак на противоположный и из силы притяжения между положительно заряженным сколом и отрицательно заряженной базальной плоскостью частицы, обуславливающей высокую прочность структуры в нейтральной и кислой средах, превращается в силу отталкивания между одноименно (отрицательно) заряженными сколами и базальными плоскостями частиц. Повидимому, описываемый процесс сопровождается увеличением зазора между частицами до какого-то равновесного состояния, соответствующего дальнему коагуляционному минимуму.

Правильность этого предположения подтверждается зависимостью прочности структуры в щелочной среде от концентрации соли NaCl в растворе. В результате подобного воздействия происходят сжатие диффузных слоев вокруг частиц, уменьшение $f_{иэ}$ и увеличение вклада f_m в силу сцепления, из-за чего прочность структуры возрастает до значения, характерного для кислой среды (см. рис. 6.8, б). Так, в нейтральных и кислых условиях при $\text{pH} < 6,3$ $f_a \approx 8 \cdot 10^{-10} - 1 \cdot 10^{-9}$ Н, а в щелочной среде ее значение снижается приблизительно на порядок и равно $1 \cdot 10^{-10}$ Н. Подавление диффузного слоя вокруг глинистых частиц путем добавления соли увеличивает f_a до значений, близких к значениям в кислой среде: $f_a \sim 10^{-9}$ Н.

Влияние рН среды и концентрации электролита изучалось также в ходе прямых экспериментальных исследований сил сцепления между пластинами слюды, взаимодействующими по схеме скрещенных цилиндров и ребро — поверхность цилиндра. Эксперименты со скрещенными цилиндрами показали, что при

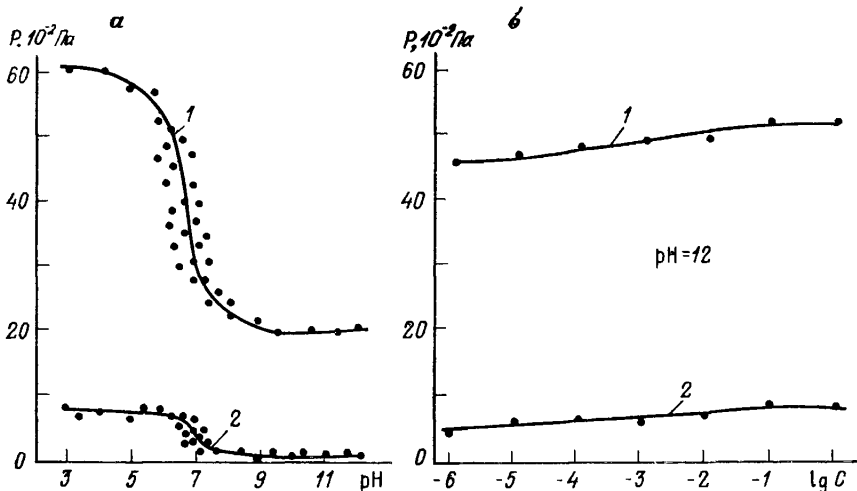


Рис. 6.8. Зависимость прочности структуры каолинитового осадка от рН (а) и концентрации (б) раствора электролита:
 1 — $n_o = 70\%$; 2 — $n_o = 82\%$

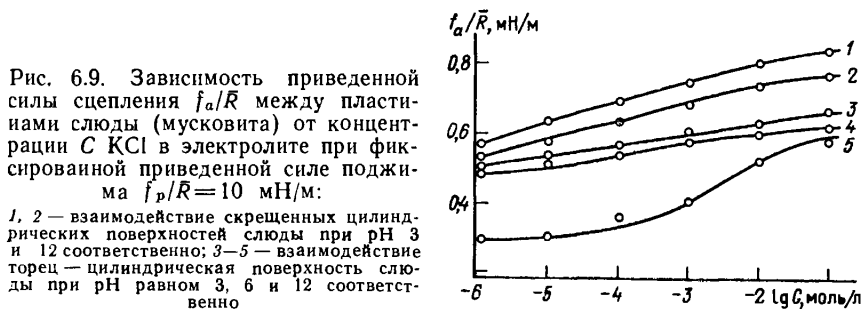


Рис. 6.9. Зависимость приведенной силы сцепления f_a/\bar{R} между пластинами слюды (мусковита) от концентрации C КСI в электролите при фиксированной приведенной силе поджима $f_p/\bar{R} = 10$ мН/м:
 1, 2 — взаимодействие скрещенных цилиндрических поверхностей слюды при рН 3 и 12 соответственно; 3—5 — взаимодействие торец — цилиндрическая поверхность слюды при рН равном 3, 6 и 12 соответственно

усилиях поджима, соответствующих приведенным силам поджима между реальными глинистыми частицами в диапазоне 10^{-1} — 10^2 мН/м, приведенная сила сцепления (отрыва) f_a/\bar{R} практически остается постоянной. Это свидетельствует о том, что взаимодействие между поверхностями слюды возникает на расстоянии ближнего потенциального минимума. С ростом концентрации КСI в растворе электролита наблюдается увеличение приведенной силы сцепления в контакте, что видно по изменению кривых 1 и 2 на рис. 6.9 при фиксированном значении приведенной силы поджима $f_p/\bar{R} = 10$ мН/м. Изменение рН электролита слабо влияет на силу сцепления скрещенных цилиндрических поверхностей слюды (см. рис. 6.9, кривые 1 и 2), так как в данном случае не происходит существенных перемен в структуре

взаимодействующих одноименно заряженных двойных электрических слоев на базисных поверхностях слюды.

Более интенсивно влияние физико-химических факторов проявляется при изучении сил сцепления между пластинами слюды, взаимодействующими по типу ребро — поверхность цилиндра (см. рис. 6.9, кривые 3—5). При низких значениях pH (вплоть до 6) вид кривых 3 и 4 аналогичен виду кривой 1 для скрещенных цилиндров. Однако в щелочных условиях (pH=12) при небольших концентрациях KCl наблюдается резкое снижение приведенной силы сцепления, значение которой возрастает по мере увеличения концентрации электролита до 1 моль/л (см. рис. 6.9, кривая 5).

Уменьшение приведенной силы сцепления при низких значениях концентрации электролита в щелочной среде объясняется тем, что торцы пластин меняют положительный заряд на отрицательный. При этом возникают дополнительные ионно-электростатические силы отталкивания одноименно заряженных ДЭС между торцевой и плоскими частями пластин слюды, снижающие в целом силу сцепления. В нейтральной и кислой средах торцевая часть пластины слюды оказывается заряженной положительно и возникающее электростатическое притяжение между положительным торцом и отрицательной базальной плоскостью пластины слюды повышает силу сцепления. Добавление соли в щелочной электролит приводит к подавлению ионно-электростатических сил отталкивания и сжатию диффузного слоя, что вызывает увеличение молекулярного притяжения и силы сцепления в целом.

Значения сил сцепления в контактах между пластинами слюды, определенные при прямом измерении и приведенные к значениям радиусов исследуемых каолинитовых частиц ($R \sim 2 \cdot 10^{-5}$ см), хорошо согласуются с расчетными данными, полученными с помощью модели «карточного домика». Так, в нейтральной и кислой средах сила сцепления между пластинами слюды составляет $4 \cdot 10^{-10}$ Н, а между частицами каолинита — примерно $1 \cdot 10^{-9}$ Н. Добавление щелочи уменьшает f_a для пластин слюды и частиц каолинита до $1 \cdot 10^{-10}$ Н, а последующее увеличение концентрации соли в растворе электролита приводит к повышению f_a в обоих случаях до значений, характерных для кислой среды.

6.3.3. Влияние влажности

Существенное влияние на величину сил сцепления в контактах глинистых частиц оказывает содержание влаги. В глинистых породах, представляющих собой трехфазные системы, с влажностью от максимальной гигроскопической до нижнего предела пластичности следует учитывать присутствие капиллярных менисков, которые стягивают частицы и повышают структурную связность.

Капиллярные силы F_k имеют молекулярную природу и зависят от поверхностного натяжения жидкости σ и размера частиц. Для двух сферических частиц одинакового радиуса r величину капиллярной силы рассчитывают по формуле

$$F_k = 2\pi r\sigma. \quad (6.16)$$

Если одна из частиц плоская или ее радиус во много раз больше, чем радиус другой, то

$$F_k = 4\pi r\sigma, \quad (6.17)$$

где r — радиус меньшей частицы.

Экспериментальная оценка капиллярных сил в глинистых породах проводилась на образцах моноионных (Na^+ -форма) монодисперсных (фракция 1—2 мкм) глинистых паст монтмориллонитового, гидрослюдистого и каолинитового состава. В ходе эксперимента устанавливалась зависимость прочности от влажности, изменяющейся в диапазоне от максимальной гигроскопической до верхнего предела пластичности. При больших значениях влажности ($W_{\text{м.в.}} - W_t$) пластическая прочность P_m определялась с помощью конического пластометра, а при малых (менее $W_{\text{м.в.}}$) — методом двухплоскостного среза. Для сравнения полученных результатов использовалась корреляционная зависимость между пластической прочностью P_m и прочностью на срез τ_m , найденная В. Н. Соколовым в 1973 г. Пористость образцов во время экспериментов поддерживалась постоянной (около 54 %). Для каждой влажности проводилось по шесть параллельных испытаний и находилось среднее значение прочности.

На рис. 6.10 видно, что все кривые 1 имеют характерные точки перегиба, обусловленные проявлением в определенном диапазоне влажности капиллярных сил. Быстрый рост прочности образцов при $W < W_p$ объясняется появлением в глинистой дисперсной системе воздуха и формированием капиллярных менисков, повышающих прочность структуры. По мере уменьшения влажности капиллярные мениски постепенно исчезают, что приводит к появлению на кривых прочность — влажность выположенного участка. При влажности, близкой к $W_{\text{м.г}}$ (начало капиллярной конденсации паров), действие капиллярных сил прекращается. Дальнейшее увеличение прочности связано с действием молекулярных и ионно-электростатических сил.

Специальная методика, разработанная В. Н. Соколовым, позволила рассчитать зависимость прочности образцов от их влажности без учета капиллярных сил (см. рис. 6.10, кривые 2). Это дало возможность по разнице ординат кривых 1 и 2 построить график 3 зависимости капиллярных сил от влажности образцов. Как видно из рис. 6.10, на кривых изменения капиллярных сил 3 имеются максимумы значений прочности при влажности, соответствующей максимальной молекулярной влагоемкости $W_{\text{м.в.}}$. Для монтмориллонита такое максимальное значение рав-

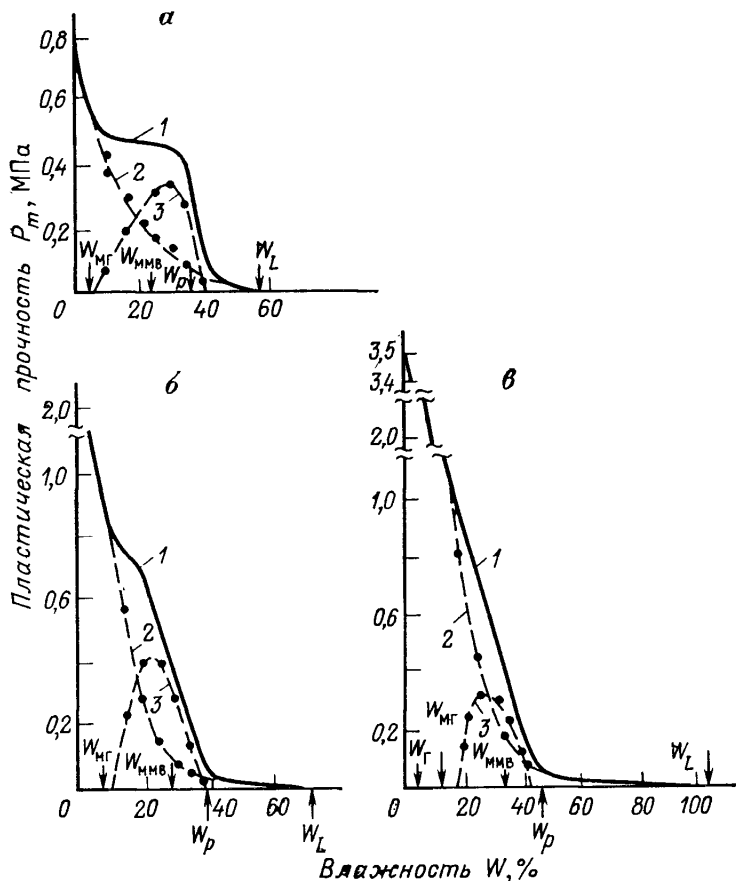


Рис. 6.10. Зависимость пластической прочности P_m от влажности W для каолинита (*а*), гидрослюда (*б*) и монтмориллонита (*в*).

Кривые: 1 — экспериментальная; 2 — расчетная; 3 — зависимости капиллярных сил от влажности. Влажность: $W_{гг}$ — гигроскопическая, $W_{гм}$ — максимальная гигроскопическая, W_p и W_z — нижнего и верхнего пределов пластичности; $W_{мв}$ — максимальная молекулярная влагоемкость

но 0,29, для каолинита 0,33, а гидрослюда 0,42 МПа, что соответствует 40—75 % общей прочности глин. Использование глобулярной модели глинистого грунта позволяет на основании полученных данных приблизительно оценить прочность индивидуальных контактов, возникших под действием капиллярных сил. Расчеты показывают, что для монтмориллонита, каолинита и гидрослюда она равна $4,0 \cdot 10^{-7}$; $4,8 \cdot 10^{-7}$ и $6,2 \cdot 10^{-7}$ Н соответственно.

При влажностях, меньших максимальной гигроскопической, существенный вклад в формирование прочности глинистых пород вносят ионно-электростатические силы притяжения, обус-

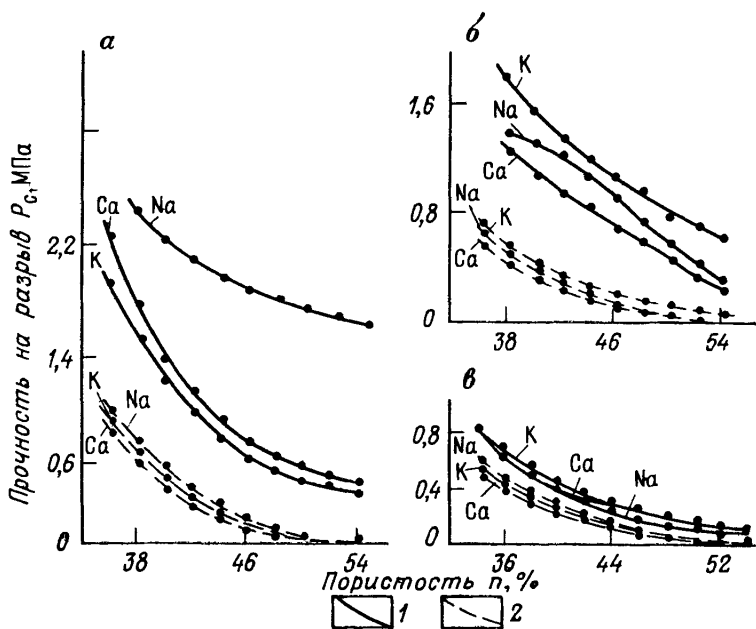


Рис. 6.11. Зависимость прочности на разрыв P_c от пористости n воздушно-сухих образцов для монтмориллонита (а), гидрослюды (б) и каолинита (в). 1 — образцы, сформированные из пасты; 2 — образцы, сформированные из сухих порошков Na-, K-, Ca-моновалентных форм минералов

ловленные присутствием катионов между отрицательно заряженными базисными поверхностями глинистых частиц. В этом случае между глинистыми частицами, так же как в кристаллах слюды, формируются прочные катионные мостики.

Действие ионно-электростатических сил притяжения в высушенных глинах подтверждается экспериментами по определению прочности образцов, приготовленных из сухих порошков и паст, доведенных до одинаковой влажности.

Изучение образцов, сформированных из мономинеральных, моновалентных (Na-, K-, Ca-формы) и монодисперсных (фракция 1—2 мкм) влажных глинистых паст и высушенных до воздушно-сухого состояния, показало, что их прочность на разрыв находится в прямой зависимости от величины электрокинетического потенциала. Кроме того, на прочность образцов, изготовленных из разных катионных форм одного и того же минерала, сильно влияет природа катиона (валентность, ионный радиус, способность к избирательной адсорбции) (рис. 6.11). В то же время указанные факторы не влияют на прочность образцов, сформированных из сухих порошков или из минералов, в которых исключается присутствие ионно-электростатических сил (например, в кварце).

Ориентировочный расчет прочности индивидуальных контактов в образцах высушенных глин, проведенный на основании глобулярной модели, показал, что в зависимости от минерального состава и влияния различных физико-химических факторов P_1 может изменяться от 10^{-7} до 10^{-6} Н. Это свидетельствует об образовании в высушенных глинах переходных контактов, в основном обусловленных ионно-электростатическим притяжением глинистых частиц.

6.4. РАСЧЕТ ЭНЕРГИИ СТРУКТУРЫ

Выведенная Б. В. Дерягиным зависимость между силой и удельной энергией сцепления двух частиц [10] позволила В. И. Осипову [22] провести расчет энергии различных типов структур глинистых пород. В общем виде энергию структуры глинистой породы можно найти из формулы (1.5). Для расчета энергии единичного контакта коагуляционных структур использовались значения удельной энергии сцепления для листочков слюды, полученные Я. Израелашвили и Г. Адамсом, и данные К. Норриша и Д. Рауселл-Колома для частиц монтмориллонита. На основании этих данных удельная энергия сцепления двух пластинок слоистых силикатов в дальнейшем потенциальном минимуме оценивалась в $4 \cdot 10^{-8}$ — $3 \cdot 10^{-5}$ Дж/м². Энергия сцепления, соответствующая взаимодействию частиц в ближнем потенциальном минимуме (контакты ближней коагуляции), определялась на основании данных этих же авторов и принималась равной 10^{-5} — 10^{-2} Дж/м². Для оценки прочности переходного контакта, который образуется под действием сил ионно-электростатической природы, были взяты результаты, полученные А. Бейли и Х. Даниельсом при расчете энергии расщепления слюды. Она равна 0,106 Дж/м².

Энергия единичного фазового контакта рассчитывалась на основе измерения сил сцепления между микрокристалликами после их взаимного поджима под давлением, достигающим предела текучести материала в зоне контакта. В. В. Яминский [12] установил, что величина сцепления на таких контактах составляет от 10^{-1} до 10^{-3} Н. Эти данные были использованы для ориентировочных расчетов энергии кристаллизационных и цементационных структур пород.

Второй параметр, входящий в выражение (1.5) и влияющий на величину энергии структуры,— координационное число Z . Значение Z характеризует среднее число контактов каждого структурного элемента и является функцией плотности системы и формы структурных элементов. Для глобулярных структур Z может изменяться от 12 до 2 при увеличении пористости системы от 25 до 60 % [22].

Число структурных элементов в единице объема породы m рассчитывалось по плотности взаимодействующих структурных элементов ρ_s , плотности скелета породы ρ_d и размеру структур-

ных элементов r . Значения плотности скелета для пород с различным типом структуры брались с учетом степени их литификации. Средний размер структурных элементов для глинистых пород считался равным 1 мкм.

Исходя из принятых значений ρ_s , ρ_d , r рассчитывалось число элементов в единице объема породы:

$$m = 3 \rho_d / (4 \pi r^3 \rho_s). \quad (6.18)$$

Используя предельные значения U_k , Z и m , из выражения (1.5) установили [22] пределы изменения энергии U_c (в Дж/см³) различных типов структур глинистых пород:

Дальняя коагуляционная	5·10 ⁻⁸ —2,5·10 ⁻⁶
Ближняя коагуляционная	2,5·10 ⁻⁶ —8·10 ⁻⁵
Переходная	8·10 ⁻⁵ —3·10 ⁻³
Смешанная	8·10 ⁻⁵ —6·10 ⁻³
Кристаллизационная и цементационная	6·10 ⁻³ —4·10 ⁻¹

Хотя проведенные расчеты основаны на ряде допущений, принцип использования энергии связи единичного контакта дает достоверную оценку энергии структуры в целом и позволяет судить об энергетических особенностях различных структур глинистых пород. Анализ приведенных выше данных показывает, что энергия структур глинистых пород изменяется на семь порядков. Такой диапазон изменения U_c свидетельствует о том, что величина энергии структуры может служить хорошим классификационным показателем и в дальнейшем может быть использована для нахождения корреляционных зависимостей между показателями энергетических признаков структуры и показателями ее прочности и деформируемости.

Глава 7 КЛАССИФИКАЦИЯ МИКРОСТРУКТУР ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

7.1. ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ

Одним из основных способов научного исследования и обобщения полученных результатов является классифицирование, которое устанавливает связи и отражает общие закономерности между изучаемыми объектами. Классифицирование представляет собой логическую операцию, позволяющую выявить принадлежность анализируемого объекта к определенному классу с помощью сравнения признаков этого объекта с признаками-основаниями классификации.

Классификация — это логическая система упорядоченных признаков, отображающая множество материальных или идеальных вещей — объектов и их отношений [4]. Неправильно понимать классификацию как простое деление всей совокупности

на группы. Классификация прежде всего является логическим делением понятий.

Любая научная классификация должна включать три логических элемента: 1) родовое понятие; 2) основание деления (классификации); 3) отношение соподчинения.

Родовым в логике считают понятие, подвергаемое делению. Весь объем родового понятия может подразделяться на подчиненные структурные единицы — виды, группы, типы и т. д. Например, при классифицировании микроструктур глинистых пород, микроструктура является родовым понятием, а микроструктура тонкодисперсная, слабоориентированная, коагуляционная — видовым.

Основанием деления могут быть один или несколько существенных признаков, отражающих понятие объекта. Обычно признаки, используемые как основание деления, называют классификационными или признаками-основаниями классификации. Наличие признака-основания — необходимое условие классифицирования, так как с его помощью объем родового понятия объекта классификации делится на видовые объемы.

При этом необходимо, чтобы объекты классификации были логически строго определены, а в качестве признаков-оснований использовались только объективно оцениваемые и формально описываемые признаки свойств объекта. Признаки-основания также должны быть информативными и субординированными, т. е. классификация должна быть логически непротиворечивой и недвусмысленной иерархической системой признаков.

Понятия, так же как отражаемые ими объекты, находятся в определенных отношениях друг с другом. Один из наиболее часто встречаемых видов — отношение соподчинения, которое часто называют родо-видовым.

В зависимости от полноты охвата объектов классификации делятся на общие и частные. Общие классификации предусматривают разделение всей совокупности (полного множества) объектов на классы. В качестве примера можно указать на общую классификацию грунтов Е. М. Сергеева [7]. Частные классификации предусматривают разделение подмножества или неполной совокупности объектов. К ним относятся известные классификации грунтов по гранулометрическому составу [7], структурным связям [21] и многие другие.

В соответствии с наличием и характером использования логических элементов различают последовательный и параллельный типы классификации.

Типичный вид классификации последовательного типа — классификация-дерево. Объем родового понятия в такой классификации последовательно разделяется на видовые логически соподчиненные понятия, называемые понятиями одного порядка, одной ступени или уровня. В классификации подобного типа может быть несколько ступеней или уровней. Примером такой

классификации служит гранулометрическая классификация грунтов В. В. Охотина.

В классификациях параллельного типа признаки-основания, характеризующие родовое понятие, могут быть независимыми друг от друга и не находиться в отношениях соподчинения. Число признаков-оснований может быть и более двух. В качестве примера можно привести классификацию структур грунтов А. К. Ларионова, имеющую пять различных признаков-оснований. В ней классы выделены на основе учета литологических особенностей пород, а подклассы характеризуют структуру по водоустойчивости макроагрегатов. Типы различаются характером взаимоотношения жидкой и газообразной частей и структурным типом жидкой части. Виды структуры выделены по характеру и величине активной пористости, а разновидности — по содержанию в дисперсной части фракции размером менее 0,002 мм. Хотя имеется ряд сложностей, с которыми сталкиваются исследователи при составлении классификации параллельного типа, эти классификации позволяют наиболее полно и точно выделять классы горных пород на основании учета их генезиса, состава и свойств.

7.2. ОБРАБОТКА ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ С ПОМОЩЬЮ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА

7.2.1. Построение факторной модели

Несмотря на длительный период исследования структуры и большой объем накопленного экспериментального материала существующие классификации структур глинистых пород, как правило, не учитывают всех структурных признаков. Например, гранулометрические классификации [7] основываются на морфометрических признаках (размер частиц и их соотношение), а классификации текстур — на геометрических [5, 20]. В основе классификации структур грунтов А. К. Ларионова лежат морфометрические (размер частиц) и энергетические (структурные связи) признаки. Существует ряд классификаций структур глинистых пород по типу структурных связей (энергетический признак) [21, 26, 32].

Многие исследователи отмечают важность комплексного изучения микроструктуры для научно обоснованного прогноза прочностного и деформационного поведения глинистых пород, а также изменения их физических и физико-механических свойств под воздействием различных факторов. Поэтому в настоящее время особое значение приобретает задача создания классификации микроструктур, учитывающей все признаки (морфометрические, геометрические и энергетические) и отражающей взаимосвязь микроструктуры и свойств глинистых пород. Для создания такой классификации были проведены специальные экспериментальные исследования по количественной оценке как морфомет-

рических и геометрических признаков с помощью комплекса РЭМ — микроЭВМ, так и энергетических признаков микроструктуры большой группы глинистых пород (101 образец различного возраста, генезиса и степени литификации). Для всех этих образцов получены количественные параметры микроструктуры: общая площадь и периметр пор, средний радиус частиц, число контактов между частицами, а также степень ориентации твердых структурных элементов, вычисленная по методу градиента интенсивности сигнала. По спектрам Фурье РЭМ-изображений рассчитаны интегральные характеристики структуры, такие как коэффициент анизотропии и дисперсность, учитывающие ориентацию и размеры твердых структурных элементов и пор. Поскольку морфометрические характеристики определялись по РЭМ-изображениям, для получения достоверной информации о размере и форме пор и твердых структурных элементов использовались только данные по образцам, имеющим однородные микроструктуры.

Помимо определения указанных параметров (переменных) с помощью количественного анализа РЭМ-изображений была проведена большая работа по выяснению состава и свойств глинистых пород стандартными методиками, используемыми в грунтоведении. С этой целью для каждого образца определялись минеральный, гранулометрический и микроагрегатный составы, плотность скелета, прочностные и деформационные свойства пород (всего 22 параметра).

Для выявления взаимосвязей между количественными характеристиками микроструктур, полученными при анализе РЭМ-изображений, составом и свойствами исследуемых глинистых пород был применен факторный анализ. Методика проведения такого анализа подробно описана в работе [11], поэтому ниже будут изложены только ее основные положения.

Смысл факторного анализа заключается в линейном преобразовании многомерной информации в признаковом пространстве и выделении совокупностей некоррелированных признаков. В основу анализа положено предположение, что различные природные процессы и явления находят отражение в определенном характере взаимосвязей признаков (параметров или переменных) многомерных наблюдений. Изменение отдельных переменных обусловлено действием соответствующих факторов (или группы факторов) [35].

В факторном анализе вес фактора пропорционален его вкладу в общую дисперсию. Факторные нагрузки отражают вклад каждой переменной в дисперсию, определяемую соответствующим фактором. Число факторов, как правило, меньше числа переменных исходных многомерных данных, но в сумме они должны исчерпывать изменчивость (дисперсию) всей системы переменных. Последовательность факторов соответствует их вкладу в общую дисперсию, поэтому первый фактор содержит переменные с высокими нагрузками на фактор, дающие наибольший

вклад в дисперсию. Во второй фактор входят переменные с высокими нагрузками на фактор, обычно не коррелируемые с первым и вносящие наибольший вклад из оставшейся дисперсии и т. д. Сумма произведений факторных нагрузок на нормированные значения переменных по каждому образцу соответствует значению проекций на факторы. Анализ взаимного расположения точек проекций образцов в координатах факторных осей и является основой для классифицирования образцов, характеризуемых целым рядом параметров — многомерных наблюдений. Однородным классам многомерных наблюдений соответствуют относительно обособленные группы точек в факторном пространстве. Дальнейшее классифицирование сводится к выделению этих групп точек. Оно может проводиться как по формальным признакам, так и визуально. Обычно ограничиваются рассмотрением проекций наблюдений в плоскостях первых главных факторов, число которых намного меньше числа переменных. Эти факторы вносят наибольший вклад в суммарную дисперсию. Наиболее информативные для классифицирования переменные будут иметь максимальные нагрузки на факторные оси в первых, главных, факторах. Таким образом, чем выше вклад первых факторов в суммарную дисперсию, тем лучше обособляются в плоскостях группы образцов.

Результаты факторного анализа, проведенного для выборки из 101 образца по 29 переменным, показали, что на первые три фактора приходится 50 % вклада в суммарную дисперсию и в основном они определяют разбиение анализируемой совокупности на классы, подклассы и группы (табл. 7.1). В ходе факторного анализа была получена факторная модель связи переменных, которая в координатах первой и третьей факторных осей наиболее информативно описывает микроструктуру глинистых пород.

На рис. 7.1 приведен график структуры связи переменных, из которого следует, что максимальная изменчивость значений в выборке обусловлена десятью переменными, такими как общий периметр пор ($PPOR$), общая площадь пор ($SPOR$), дисперсность (DK), коэффициенты анизотропии (AM , AK), а также прочность на сжатие (SIL), прочность на сдвиг ($T1L$), анизотропия прочности на сдвиг ($T1T2K$), отношение максимальной прочности на сдвиг к остаточной ($T3L$), плотность скелета породы ($PLOT$).

Анализ графика, приведенного на рис. 7.1, показывает, что переменные DK и $PPOR$ обуславливают максимальную изменчивость вдоль вертикальной факторной оси III . Нагрузки на ось соответственно $-0,84$ и $+0,83$. В целом обе эти переменные характеризуют относительные размеры структурных элементов и пор. Так, переменная дисперсность DK определяется отношением числа пор и частиц с размерами более 10 мкм к числу пор и частиц с размером менее 5 мкм. Увеличение DK свидетельствует об увеличении числа крупных (более 10 мкм) пор, микроагрега-

Факторная модель связи переменных, описывающих структуру горных пород

Переменные	Индекс переменных	Нагрузка на фактор (более 0,25)						
		I	II	III	IV	V	VI	VII
Прочность на сжатие перпендикулярно напластованию, МПа	<i>SIL</i>	0,89	—	—	—	—	—	—
Максимальная прочность на сдвиг перпендикулярно напластованию, МПа	<i>TIL</i>	0,89	—	—	—	—	—	—
Коэффициент анизотропии по полюсной фигуре, %	<i>AM</i>	0,75	—	—	—	—	—	—
Коэффициент анизотропии по спектру Фурье	<i>AK</i>	0,75	—	—	—	—	0,28	—
Отношение максимальной прочности на сдвиг к остаточной прочности на сдвиг	<i>T3L</i>	0,74	—	—	—	0,0	0,0	0,0
Анизотропия максимальной прочности на сдвиг (\perp/\parallel)	<i>TIT2K</i>	0,71	—	—	—	0,0	0,0	0,0
Плотность скелета породы, г/см ³	<i>PLOT</i>	0,63	0,43	-0,37	—	0,0	0,0	-0,26
Общая площадь пор, мкм ²	<i>SPOR</i>	0,62	-0,42	0,39	—	0,0	0,0	0,0
Гранулометрический анализ, содержание частиц более 0,05 мм, %	<i>GRANIK</i>	0,0	0,91	0,0	—	0,0	0,0	0,0
Микроагрегатный анализ, содержание частиц более 0,05 мм, %	<i>MGRAN1</i>	0,0	0,84	-0,25	-0,28	0,0	0,0	0,0
Микроагрегатный анализ, содержание частиц 0,05—0,001 мм, %	<i>MGRAN2</i>	0,0	-0,76	0,0	0,40	0,27	0,0	0,0
Микроагрегатный анализ, средний радиус частиц, мкм	<i>RG</i>	0,0	0,70	-0,30	0,0	0,0	0,0	0,0

Гранулометрический анализ, содержание частиц 0,05—0,001 мм, %	<i>GRAN2</i>	0,0	—0,63	0,0	0,0	0,0	0,0	0,52
Анализ изображения, средний радиус частиц, мкм	<i>RM</i>	0,0	0,59	—0,48	0,0	0,0	0,0	0,0
Гранулометрический анализ, содержание частиц менее 0,001 мм, %	<i>GRAN3K</i>	0,0	—0,55	0,29	—0,33	—0,29	0,0	—0,44
Дисперсность по спектру Фурье	<i>DK</i>	—	0,0	—0,84	0,0	—	—	—
Общий периметр пор, мкм	<i>PPOR</i>	0,27	—0,25	0,83	0,0	—	—	—
Анализ изображения, число контактов	<i>KONTMIK</i>	—	—0,25	0,78	0,0	—	—	—
Расчетное число контактов на модели	<i>LKONTI</i>	0,0	0,0	0,65	0,0	—	—	—
Содержание гидрослюды, %	<i>G</i>	—0,25	0,0	0,0	0,69	—	—	—
Содержание смешаннослойных, %	<i>GM</i>	—	0,0	0,0	0,69	—	—0,33	0,29
Содержание хлорита, %	<i>XL</i>	—	0,0	0,0	0,65	—	—	—
Коэффициент агрегированности, <0,001 мм	<i>KAGR1L</i>	—	0,0	0,0	0,0	0,87	—	—
Микроагрегатный анализ, содержание частиц менее 0,001 мм, %	<i>MGRAN3</i>	—	—0,34	0,25	0,0	—0,83	—	—
Коэффициент агрегированности, <0,005 мм	<i>KAGR2L</i>	—	0,0	0,0	—0,51	0,65	—	—
Содержание монтмориллонита, %	<i>ML</i>	—	0,0	0,0	—	—	0,87	—
Содержание каолинита, %	<i>KL</i>	—	0,0	0,0	—	—	—0,66	—
Анизотропия прочности на сжатие (\perp/\parallel)	<i>SIS2</i>	—	0,0	0,0	—	—	—0,53	0,40
Скорость продольных волн перпендикулярно к напластованию, м/с	<i>VI</i>	—	0,0	0,0	—	—	—	0,74
Собственное значение фактора		4,94	4,54	3,53	2,40	2,39	2,08	1,75
Накопленная дисперсия		0,25	0,41	0,50	0,58	0,65	0,71	0,74

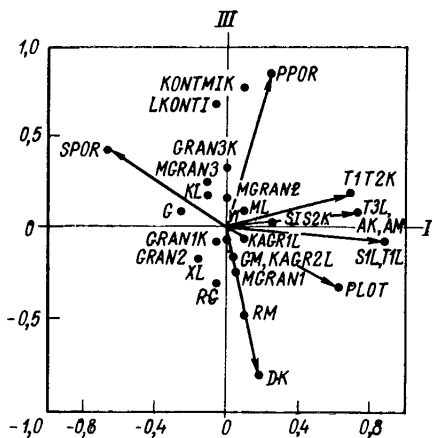


Рис. 7.1. График структуры связи переменных:
I, III — факторы

глинистом грунте как о дисперсной пористой системе, в которой по мере увеличения размера структурных элементов и пор их удельная поверхность уменьшается.

Максимальную изменчивость вдоль горизонтальной факторной оси *I* обуславливают такие переменные, как прочность на сжатие (*SIL*), прочность на сдвиг (*TIL*), коэффициенты анизотропии (*AK* и *AM*), отношение максимальной прочности на сдвиг к остаточной (*T3L*), анизотропия прочности на сдвиг (*T1T2K*), плотность скелета породы (*PLOT*) и общая пористость (*SPOR*). Нагрузки этих переменных на факторную ось *I* в порядке их перечисления изменяются от 0,98 до 0,62. Направление переменной *SPOR* противоположно переменным *PLOT*, *SIL*, *TIL*, *T1T2K* и *T3L*, что находится в полном соответствии с тенденцией изменения общей площади пор (общей пористости), плотности скелета породы и ее прочности.

Остальные 19 переменных не оказывают существенного влияния на изменчивость и сконцентрированы в середине графика.

Подобная структура связи переменных оказала влияние на общую картину распределения образцов. В результате была получена факторная модель в координатах третьего и первого факторов, отражающая структуру связи морфометрических, геометрических и энергетических признаков микроструктуры, а также свойств в выборке из 101 образца (рис. 7.2).

Как видно из факторной модели (см. рис. 7.2), в соответствии с максимальной нагрузкой на третью факторную ось переменной *DK* все исследуемые образцы разбились на три обособленные облака точек, вытянутые в субгоризонтальном направлении (границы обозначены пунктиром). Параметр *DK* для выде-

тов, минеральных зерен и уменьшении содержания более мелких (менее 5 мкм) пор и твердых структурных элементов (преимущественно глинистых частиц и их микроагрегатов). В изучаемых глинистых породах величина параметра дисперсности варьировала в пределах 0,5—2,4, что соответствовало изменению гранулометрического состава от тяжелых глин до легких суглинков. Переменная, соответствующая общему периметру пор *PPOR*, направлена противоположно дисперсности и характеризует удельную поверхность пор. Это полностью соответствует представлению о

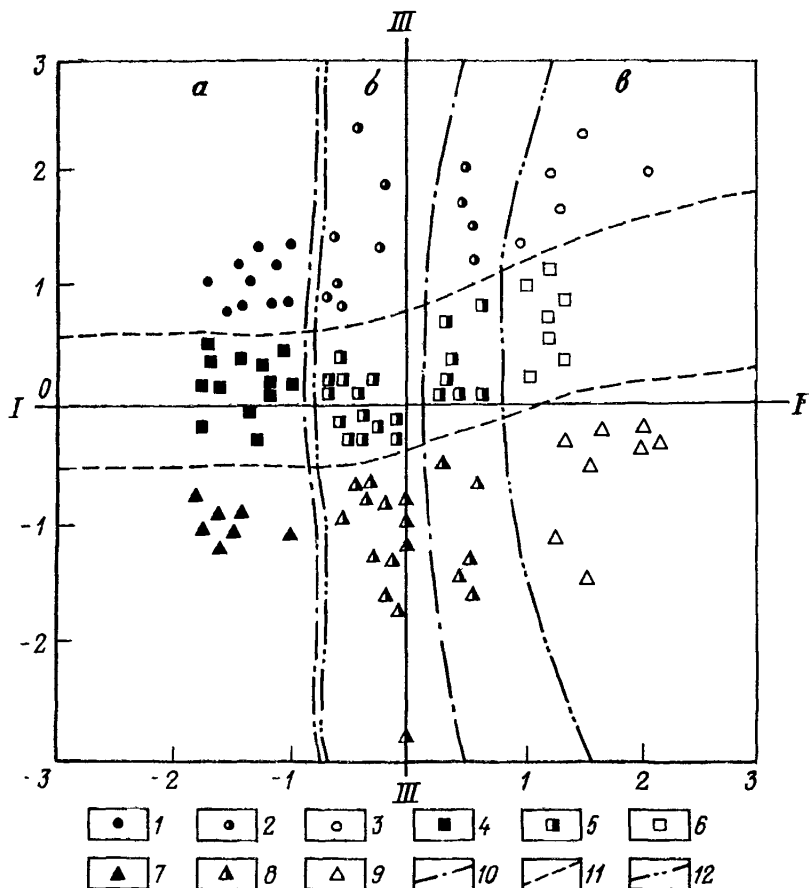


Рис. 7.2. Факторная модель распределения количественных показателей морфометрических, геометрических и энергетических признаков микроструктуры, а также состава и некоторых свойств образцов глинистых пород в координатах III и I факторных осей.

Классы микроструктур: 1—3 — тонкодисперсная; 4—5 — среднедисперсная; 7—9 — крупнодисперсная. Подклассы микроструктур: а — иеориентированная (со слабой степенью ориентации структурных элементов); б — среднеориентированная (со средней степенью ориентации структурных элементов); в — высокоориентированная (с высокой степенью ориентации структурных элементов). Группы микроструктур: 1, 4, 7 — коагуляционная; 2, 5, 8 — смешанная; 3, 6, 9 — преимущественно кристаллизационно-цементационная. Границы: 10 — подклассов; 11 — классов; 12 — групп

ленных совокупностей изменяется в следующих пределах: верхняя 0,5—0,8; средняя 0,81—1,1; нижняя 1,11—2,4.

Ортогональное расположение переменных, характеризующих дисперсность (DK) и ориентацию (AK , AM), привело к четкому разделению всей исследуемой выборки на три изолированных облака точек, вытянутых по вертикали (границы обозначены штрих-пунктиром). Значения AK и AM в них изменяются следующим образом: левая совокупность точек $AK=0,93—1,07$ и

$AM=0-7,0\%$; средняя $AK=1,08-1,5$ и $AM=7,1-22\%$; правая $AK=1,51-3$ и $AM=22,1-78\%$.

Помимо переменных AK и AM , характеризующих степень ориентации структурных элементов, в этом же направлении с высокими нагрузками на первую факторную ось действуют переменные, описывающие прочностные свойства: прочность на сжатие ($SIL=R_{c\perp}$), максимальная прочность на сдвиг ($TIL=\tau_{\max\perp}$), анизотропия прочности на сдвиг ($TIT2K=\tau_{\max\perp}/\tau_{\max\parallel}$), отношение максимальной прочности на сдвиг к остаточной (минимальной) прочности ($T3L=\tau_{\max\perp}/\tau_{\min\parallel}$), а также скоррелированные с ними переменные плотности ($PLOT=\rho_d$) и общая площадь пор ($SPOR$) (с обратным знаком) (см. рис. 7.1). Подобная тенденция направленного действия этих переменных приводит к разбиению всей анализируемой выборки на три вытянутые вертикально облака точек, границы которых показаны на рис. 7.2 пунктиром с двумя точками. Значения $R_{c\perp}$ и $\tau_{\max\perp}$ в этих обособленных группах точек изменяются следующим образом: левая группа $R_{c\perp}\leq 0,05$ МПа, $\tau_{\max\perp}\leq 0,03$ МПа, $\tau_{\max\perp}/\tau_{\min\perp}=1,02-1,7$; средняя $R_{c\perp}=0,05-0,5$ МПа, $\tau_{\max\perp}=0,03-0,3$ МПа, $\tau_{\max\perp}/\tau_{\min\perp}=1,71-4,3$; правая $R_{c\perp}=0,5-91$ МПа, $\tau_{\max\perp}=0,3-30$ МПа, $\tau_{\max\perp}/\tau_{\min\perp}=4,31-65$.

7.2.2. Характеристика классов, подклассов и групп микроструктур глинистых пород

Применение факторного анализа позволило выявить закономерности взаимосвязи основных признаков микроструктуры глинистых пород различного возраста, генезиса, состава и степени литификации. Это дало возможность создать принципиально новую классификацию микроструктур, учитывающую помимо морфометрических и геометрических и энергетические признаки (табл. 7.2). Данная классификация относится к параллельному типу с тремя признаками-основаниями, количественно выражающими размер и форму твердых структурных элементов и пор, их ориентацию в пространстве и структурные связи.

Классы микроструктур выделяются на основании морфометрического признака микроструктуры (размер и форма частиц и пор), который количественно характеризуется интегральным параметром дисперсности, получаемым с помощью Фурье-анализа РЭМ-изображений поверхности глинистого образца D . Этот параметр хорошо коррелируется с содержанием фракций менее 5 мкм и более 10 мкм (по данным микроагрегатного анализа). Коэффициенты корреляции соответственно равны $R_{<5}=-0,81$ и $R_{>10}=0,88$. Помимо этого в пластичных глинистых породах существует тесная корреляционная связь D с числом пластичности I_p , описываемая уравнением регрессии: $I_p=-18,399D+46,925$, коэффициент корреляции в этом случае R_{D-I_p} равен $-0,73$.

В соответствии с величиной параметра D и значениями числа пластичности выделяют три класса микроструктур.

Первый класс — тонкодисперсная микроструктура (индекс А). Микроструктура этого класса характеризуется изменением параметра дисперсности D от 0,5 до 0,8. Типичными представителями глинистых пород с подобной микроструктурой являются морские и озерные илы, морские и озерно-ледниковые тяжелые и средние глины, глинистые сланцы. В минеральном составе глинистой фракции преобладают смешаннослойные минералы и гидрослюда. Возраст пород изменяется от Q_4 до J_1 . Для пластичных глинистых пород с тонкодисперсной микроструктурой число пластичности обычно не менее 32 %.

Второй класс — среднedisперсная микроструктура (индекс Б). Параметр дисперсности для этого класса микроструктур изменяется от 0,81 до 1,1. Для глинистых пород со среднedisперсной микроструктурой характерно присутствие большого количества пылеватых зерен (фракция более 10 мкм), что сказывается на уменьшении числа пластичности ($I_p = 20—32\%$) в пластичных глинах при практически неизменном смешаннослойно-гидрослюдистом минеральном составе глинистой фракции. В этот класс входят преимущественно средние и легкие глины, тяжелые суглинки, аргиллиты морского, озерного, озерно-ледникового, ледникового и аллювиального генезиса. Возраст отложений изменяется от Q_4 до J_3 .

Третий класс — крупнодисперсная микроструктура (индекс В). Для этого класса показатель дисперсности D имеет наибольшие значения и колеблется от 1,11 до 2,4. Значения $D > 2,4$ среди исследованных микроструктур не наблюдались, хотя для таких пород, как супеси, песчаники, трепелы и ряд других, величина D может достигать и больших значений, например 3,0; 3,5 и т. д. Глинистые породы с такой микроструктурой отличаются большим содержанием микроагрегатов, пылеватых и песчаных зерен с размерами более 10 мкм. В минеральном составе глинистой фракции преобладает гидрослюда, меньше смешаннослойных, встречаются каолинит и хлорит. Глинистые породы с подобной микроструктурой имеют наименьшее число пластичности I_p , изменяющееся от 3 до 20 %. Класс крупнодисперсной микроструктуры обычно представлен легкими глинами, тяжелыми, средними и легкими суглинками, аргиллитами и алевролитами морского, ледникового, озерно-ледникового, аллювиального и озерного генезиса. Возраст этих глинистых пород может меняться от Q_4 до PR_3 .

Подклассы микроструктур выделяются по геометрическому признаку, количественно выражающемуся величиной коэффициента анизотропии A , определяемого по спектру Фурье РЭМ-изображения, или коэффициента анизотропии A_r , рассчитываемого по методу градиента интенсивности сигнала. Между показателями A и A_r существует очень тесная зависимость с коэффициентом корреляции $R_{A-A_r} = 0,93$ (см. гл. 5).

Классификация микроструктур

Класс	Под			
	I. Слабоориентированная (со слабой степенью ориентации): $A = 0,93 - 1,07$; $A_r = 0 - 7\%$			II. Средне степенью $A_r =$
	Группа			Групп
	<p>а. Коагуляционная (с коагуляционными контактами): $R_{c\perp} < 0,05$ МПа; $P_s = 2,1 \cdot 10^{-9} - 5,3 \cdot 10^{-8}$ Н; $\epsilon_y/\epsilon_0 = 0 - 0,15$; $\max \perp / \tau \text{ min } \perp = 1,02 - 1,7$</p>	<p>б. Смешанная (с коагуляционными, переходными и фазовыми контактами)</p>	<p>в. Преимущественно кристаллизационно-цементационная (преимущественно с фазовыми контактами)</p>	<p>а. Коагуляционная (с коагуляционными контактами)</p>
<p>А. Тонкодисперсная: $D = 0,5 - 0,8$; $I_p > 32$</p>	<p>А-I-а. Морские и озерные илы, Q_4: $n = 61 - 81\%$; $W_e = 52 - 161\%$; с. г. ф. $> 30\%$; $R_{c\perp} = 0,0016 - 0,38$ МПа; $D = 0,5 - 0,78$; $A = 0,94 - 1,07$</p>	—	—	—
<p>Б. Среднедисперсная: $D = 0,81 - 1,1$; $I_p = 20 - 32$</p>	<p>Б-I-а. Морские средние и легкие глины, $Q_4 - Q_3$: $n = 44 - 60\%$; $W_e = 30 - 80\%$; с. г. ф. $= 28 - 46\%$; $R_{c\perp} = 0,01 - 0,05$ МПа; $D = 0,81 - 1,1$; $A = 0,93 - 1,1$</p>	—	—	—
<p>В. Крупнодисперсная: $D = 1,11 - 2,4$; $I_p = 3 - 20$</p>	<p>В-I-а. Морские легкие глины, тяжелые, средние и легкие суглинки, $Q_4 - Q_3$: $n = 35 - 45\%$; $W_e = 32 - 52\%$; с. г. ф. $= 6 - 28\%$; $R_{c\perp} = 0,01 - 0,028$ МПа; $D = 1,15 - 1,25$; $A = 1,01 - 1,07$</p>	—	—	—

Примечание. с.г.ф.— содержание глинистой фракции.

класс				
ориентированная (со средней ориентации): $A = 1,08 - 1,5$; $7,1 - 22 \%$		III. Высокоориентированная (с высокой степенью ориентации): $A = 1,51 - 3$; $A_{\Gamma} = 22,1 - 78 \%$		
па		Группа		
<p>6. Смешанная (с коагуляционными, переходными и фазовыми контактами):</p> $R_{c\perp} = 0,05 - 0,5$ МПа; $P_1 = 4,2 \cdot 10^{-8} - 1,5 \cdot 10^{-6}$ Н; $\epsilon_y/\epsilon_0 = 0,16 - 0,52$; $\tau_{\max\perp}/\tau_{\min\perp} = 1,71 - 4,3$	<p>в. Преимущественно кристаллизационно-цементационная (преимущественно с фазовыми контактами)</p>	<p>а. Коагуляционная (с коагуляционными контактами)</p>	<p>б. Смешанная (с коагуляционными, переходными и фазовыми контактами):</p> $R_{c\perp} = 4,2 \cdot 10^{-8} - 0,5$ МПа; $P_1 = 4,2 \cdot 10^{-8} - 1,5 \cdot 10^{-6}$ Н; $\epsilon_y/\epsilon_0 = 0,16 - 0,52$; $\tau_{\max\perp}/\tau_{\min\perp} = 1,71 - 4,3$	<p>в. Преимущественно кристаллизационно-цементационная (преимущественно с фазовыми контактами):</p> $P_{c\perp} > 0,5$ МПа; $P_1 = 7,1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-5}$ Н; $\epsilon_y/\epsilon_0 = 0,52 - 1,00$; $\tau_{\max\perp}/\tau_{\min\perp} = 4,31 - 65$
<p>А-II-6. Морские, озерно-ледниковые и средние глины, Q_4:</p> $n = 46 - 61 \%$; $W_e = 42 - 72 \%$; с. г. ф. $> 30 \%$; $R_{c\perp} = 0,06 - 0,32$ МПа; $D = 0,68 - 0,8$; $A = 1,08 - 1,5$	—	—	<p>А-III-6. Озерно-ледниковые и средние глины, $Q_4 - Q_3$:</p> $n = 44 - 60 \%$; $W_e = 45 - 55 \%$; с. г. ф. $> 30 \%$; $R_{c\perp} = 0,1 - 0,4$ МПа; $D = 0,54 - 0,63$; $A = 1,51 - 2,15$	<p>А-III-в. Морские тяжелые глины, $Q_3 - P_3$:</p> $n = 47 - 56 \%$; $W_e = 31 - 39 \%$; с. г. ф. $> 30 \%$; $R_{c\perp} = 0,7 - 4$ МПа; $A = 1,62 - 1,87$
<p>Б-II-6. Морские, ледниковые, аллювиальные и озерные средние и легкие глины, тяжелые, средние и легкие суглинки, $Q_4 - J_3$: $n = 33 - 53 \%$; $W_e = 28 - 44 \%$; с. г. ф. = $13 - 38 \%$; $R_{c\perp} = 0,1 - 0,32$ МПа; $D = 0,85 - 1,1$; $A = 1,08 - 1,5$</p>	—	—	<p>Б-III-6. Морские средние и легкие глины, $Q_2 - C_1$:</p> $n = 41 - 54 \%$; $W_e = 27 - 63 \%$; с. г. ф. = $36 - 51 \%$; $R_{c\perp} = 0,1 - 0,5$ МПа; $D = 0,82 - 0,93$; $A = 1,51 - 1,76$	<p>Б-III-в. Морские средние и легкие глины, глинистые сланцы, аргиллиты, $N_1 - \epsilon_1$:</p> $n = 4,8 - 51 \%$; $W_e = 3 - 49 \%$; с. г. ф. = $30 - 55 \%$; $R_{c\perp} = 0,6 - 91$ МПа; $D = 0,84 - 1,1$; $A = 1,71 - 3,29$
<p>В-II-6. Морские, ледниковые, озерно-ледниковые, аллювиальные средние и легкие глины, тяжелые, средние и легкие суглинки, $Q_4 - Q_2$:</p> $n = 27 - 46 \%$; $w_e = 13 - 38 \%$; с. г. ф. = $15 - 33 \%$; $R_{c\perp} = 0,1 - 0,45$ МПа; $D = 1,2 - 2,35$; $A = 1,11 - 1,45$	—	—	<p>В-III-6. Морские, аллювиальные, озерно-ледниковые средние и легкие глины, тяжелые суглинки, $Q_3 - C_2$:</p> $n = 36 - 40 \%$; $W_e = 20 - 36 \%$; с. г. ф. = $25 - 34 \%$; $R_{c\perp} = 0,12 - 0,33$ МПа; $D = 1,39 - 1,6$; $A = 1,51 - 1,78$	<p>В-III-в. Морские средние и легкие глины, аргиллиты, алевролиты, $J_3 - PR_3$:</p> $n = 22 - 30 \%$; $W_e = 7 - 24 \%$; с. г. ф. = $15 - 35 \%$; $R_{c\perp} = 1,4 - 9,2$ МПа; $D = 1,11 - 1,41$; $A = 1,74 - 2,73$

Подкласс микроструктур со слабой степенью ориентации структурных элементов (микроструктура слабоориентированная, $A=0,93-1,07$; $A_r=0-7\%$; индекс I). Он представлен преимущественно морскими и озерными илами, а также слаболитифицированными тяжелыми, средними и легкими глинами, тяжелыми и средними суглинками голоценового возраста Q_4 . Все микроструктуры подкласса являются изотропными. Для них характерно отсутствие какой-либо ориентации структурных элементов, о чем свидетельствует кругообразная форма розы ориентации и спектра Фурье.

Подкласс микроструктур со средней степенью ориентации структурных элементов (микроструктура среднеориентированная, $A=1,08-1,5$; $A_r=7,1-22\%$; индекс II). К этому подклассу относятся морские, моренные, озерные, озерно-ледниковые и аллювиальные отложения. Спектр изменения гранулометрического состава весьма широк — от легких суглинков до тяжелых глин. Возраст глинистых пород также может быть различным. Породы обладают средней степенью литификации. В результате уплотнения для всех отмеченных глинистых пород наблюдается увеличение степени ориентации структурных элементов по сравнению со структурами подкласса I, что подтверждается эллипсоидной формой роз ориентации и спектров Фурье.

Подкласс микроструктур с высокой степенью ориентации структурных элементов (микроструктура высокоориентированная, $A=1,51-3$; $A_r=22,1-78\%$; индекс III). Его составляют глинистые породы морского и озерно-ледникового генезиса средней степени литификации. Как правило, это тяжелые, средние и легкие глины. Ряд глинистых пород морского генезиса этого подкласса, таких как глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты и глины, относятся к сильнолитифицированным. Для описываемых микроструктур характерны высокие значения коэффициентов анизотропии и сильно вытянутые, эллипсоидные розы ориентации и спектры Фурье. Микроструктуры второго и третьего подклассов (со средней и высокой степенью ориентации) являются анизотропными.

Группы микроструктур выделяются по энергетическому признаку — структурным связям, количественно оцениваемым величиной прочности на сжатие (раздавливание) в направлении, перпендикулярном к напластованию $R_{c\perp}$; характером деформационной кривой $R_{c\perp}=f(\epsilon)$ — по отношению величины относительной упругой деформации ϵ_y к общей деформации ϵ_0 (ϵ_y/ϵ_0); характером деформационной кривой $\tau_T=f(\epsilon)$ — по отношению максимальной прочности на сдвиг $\tau_{max\perp}$ к остаточной $\tau_{min\perp}$ ($\tau_{max\perp}/\tau_{min\perp}$). Два последних показателя косвенно характеризуют наличие определенного энергетического типа контактов между структурными элементами. Так, для глинистых пород с преимущественно коагуляционными контактами (коагуляционный энергетический

тип структуры) величина показателя ϵ_y/ϵ_0 не превышает 0,15, а $\tau_{\max \perp} / \tau_{\min \perp} = 1,02-1,7$. По мере увеличения в породе числа переходных и фазовых контактов (смешанный и кристаллизационно-цементационный энергетические типы структуры) наблюдается существенное возрастание показателя ϵ_y/ϵ_0 до 1, а величина $\tau_{\max \perp} / \tau_{\min \perp}$ может достигать порядка 65.

Таким образом, в соответствии с величиной прочности на сжатие $R_{c \perp}$, характером деформационных кривых $R_{c \perp} = f(\epsilon)$ и $\tau_{\perp} = f(\epsilon)$, а также величиной параметров ϵ_y/ϵ_0 и $\tau_{\max \perp} / \tau_{\min \perp}$ выделяют три группы микроструктур.

Микроструктура коагуляционная (индекс а). Она отличается малой прочностью на сжатие ($R_{c \perp} < 0,05$ МПа), эластично-вязким или упругоэластично-вязким характером деформирования с вязкопластичным разрушением. Величина ϵ_y/ϵ_0 изменяется от 0,05 до 0,15, а $\tau_{\max \perp} / \tau_{\min \perp} = 1,02-1,7$. Такую микроструктуру имеют морские и озерные илы, а также слаболитифицированные морские глины голоценового Q_4 и позднечетвертичного Q_3 возраста. Эти отложения обычно отличаются высоким (до 3 %) содержанием органического вещества различной степени сохранности, их пористость может достигать 90 %, а влажность часто превышает предел текучести. Описываемые породы обладают ярко выраженными тиксотропными свойствами, в ненарушенном и нарушенном сложении не набухают или набухают очень слабо.

Отличительной особенностью коагуляционных микроструктур является то, что эта группа целиком слагает подкласс микроструктур со слабой степенью ориентации структурных элементов.

Расчеты по формулам (6.2), (6.6) и (6.8) показали, что прочность индивидуальных контактов между структурными элементами P_1 рассматриваемых микроструктур изменяется от $2,1 \cdot 10^{-9}$ до $5,3 \cdot 10^{-8}$ Н. Такие значения характерны для дальних и ближних коагуляционных контактов.

Микроструктура смешанная (индекс б). Для нее характерны прочность на сжатие от 0,05 до 0,5 МПа, упругоэластично-вязкое или упруговязкое деформирование с хрупкопластичным, а иногда и с хрупким разрушением. Величина ϵ_y/ϵ_0 колеблется от 0,16 до 0,52, а $\tau_{\max \perp} / \tau_{\min \perp}$ — от 1,71 до 4,3. Такое деформационное поведение указывает на снижение числа коагуляционных контактов и повышение доли переходных и фазовых. Подобная микроструктура обычно наблюдается у морских, ледниковых, озерно-ледниковых и аллювиальных глин и суглинков преимущественно средней степени литификации. Возраст отложений может изменяться от голоценового Q_4 до протерозойского PR_3 .

Глинистые породы с рассматриваемой микроструктурой в целом характеризуются пластичной консистенцией, пористость их изменяется от 27 до 61 %, а влажность — от 14 до 72 %.

Расчеты по формулам (6.2), (6.6) и (6.8) показали, что прочность индивидуальных контактов между структурными элементами в микроструктуре со средней прочностью может варьировать в довольно широких пределах: от $4,2 \cdot 10^{-8}$ до $1,5 \cdot 10^{-6}$ Н. Это указывает на возможность присутствия (наряду с небольшим числом ближних коагуляционных) переходных и фазовых контактов, образующихся в результате литогенетических процессов в ходе формирования пород.

Наличие в глинистых породах контактов различных видов позволяет отнести их по энергетическим признакам к смешанным микроструктурам. К сожалению, с помощью существующих методов довольно трудно точно определить содержание переходных и фазовых контактов, так как для этой цели требуется проведение дополнительных, довольно сложных экспериментов по исследованию набухания образцов в нарушенном и ненарушенном сложении. Смешанные микроструктуры неустойчивы к воздействию влаги и сильно набухают. В нарушенном сложении величина набухания этих структур обычно несколько выше, чем в ненарушенном.

Микроструктура преимущественно кристаллизационно-цементационная (индекс в). Микроструктура этой группы пород отличается высокой прочностью на сжатие ($R_{c\perp} > 0,5$ МПа), упруговязким или упругим характером деформирования с хрупким разрушением. Величина параметра ϵ_y/ϵ_0 может изменяться от 0,53 до 1, а $\tau_{\max\perp}/\tau_{\min\perp}$ — от 4,5 до 65. Подобное деформационное поведение обусловлено присутствием преимущественно фазовых контактов кристаллизационной и цементационной природы.

Описываемая микроструктура характерна для морских глин высокой и средней (реже) степени литификации, а также глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов. Их возраст может изменяться от позднечетвертичного Q_3 до протерозойского PR_3 . Этим породам присуща твердая и полутвердая консистенция; пористость в них изменяется от 4,8 до 51 %, а влажность — от нескольких до 49 %.

Из оценочных расчетов по формулам (6.6.) и (6.8) следует, что породы с рассматриваемым типом микроструктуры обладают контактами, прочность которых варьирует от $1 \cdot 10^{-7}$ до $1 \cdot 10^{-5}$ Н. Полученные результаты показали, что в описываемых глинистых породах присутствуют преимущественно фазовые контакты цементационной и кристаллизационной природы. Тем не менее необходимо учитывать, что некоторые контакты с прочностью до 10^{-7} Н могут быть отнесены к категории переходных. В этих породах возможно также присутствие небольшого числа ближних коагуляционных контактов.

Данные расчетов прочности индивидуальных контактов, а также высокие значения прочности и преимущественно упругий характер деформирования позволили назвать рассматриваемые

мые микроструктуры преимущественно кристаллизационно-цементационными.

7.3. ТИПЫ МИКРОСТРУКТУР ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Различное сочетание классов, подклассов и групп приводит к формированию 12 различных типов микроструктур глинистых пород (см. табл. 7.2). При этом в группу коагуляционных микроструктур, целиком входящую в подкласс слабоориентированных, включены три типа, различающиеся по параметру дисперсности. В группу смешанных микроструктур в соответствии с различной дисперсностью и степенью ориентации входит шесть типов, а группа преимущественно кристаллизационно-цементационных микроструктур представлена тремя типами, различающимися по параметру дисперсности и коэффициенту анизотропии.

Тонкодисперсная, слабоориентированная, коагуляционная микроструктура (табл. 7.2), как правило, присуща современным Q_4 морским и озерным илам, имеющим высокие значения пористости и влажности ($n=61-81\%$; $W_e=52-161\%$), текуче-пластичную консистенцию. В минеральном составе отложений преобладают гидрослюда и смешаннослойные минералы, часто в них содержится большое количество органики, карбонатов, микровключений пирита, фауны. В подобных породах не менее 30 % глинистых частиц.

В целом породы с данной микроструктурой отличаются низкими значениями прочности на сжатие (0,0016—0,038 МПа) и на сдвиг (0,0012—0,017 МПа), определяемой по методике двухплоскостного среза при $\sigma=0$. Модули их упругости и общей деформации не превышают 0,2 МПа. Анизотропия прочностных и деформационных свойств практически отсутствует.

Характерная морфометрическая особенность рассматриваемой микроструктуры — присутствие ячеек, сформированных листообразными микроагрегатами глинистых частиц длиной до 4 мкм и толщиной 0,2—0,3 мкм (рис. 7.3).

Количественный анализ РЭМ-изображений дал следующие значения параметров дисперсности и анизотропии: $D=0,5-0,78$; $A=0,94-1,07$; $A_r=2,3-7\%$. Данная микроструктура характеризуется высокой пористостью (52—63 %), рассчитанной через общую площадь пор $S=12\,250-14\,630$ мкм² (см. рис. 7.3, б). Поровое пространство представлено открытыми изометричными межмикроагрегатными мелкими микропорами-ячейками со средними диаметрами 5—8 мкм. На их долю приходится 96—97 % измеренной пористости образца. На суммарной кривой распределения пор по размерам есть еще два пика, соответствующих внутримикроагрегатным порам, причем преобладают анизометричные межчастичные ультрамикropоры, соизмеримые с размерами самих глинистых частиц (примерно 0,06 мкм). Они составляют не более 1 % измеренной пористости и слабо влияют на прочностные и деформационные свойства глинистых пород. Дан-

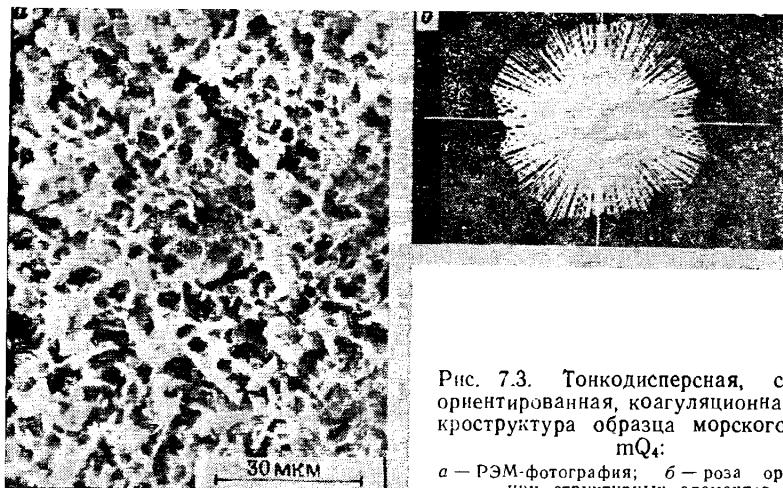


Рис. 7.3. Тонкодисперсная, слабоориентированная, коагуляционная микроструктура образца морского иллита mQ_4 :

а — РЭМ-фотография; *б* — роза ориентации структурных элементов



Рис. 7.4. Среднедисперсная, слабоориентированная, коагуляционная микроструктура образца морской глины mQ_4 :

а — РЭМ-фотография; *б* — роза ориентации структурных элементов

ный максимум следует считать диагностическим признаком микроструктуры дисперсной породы, сложенной преимущественно глинистыми частицами.

Наличие другого максимума указывает на существование второй разновидности внутримикроагрегатных (межультрамикроагрегатных) тонких анизометричных микропор, средний размер которых достигает 0,22 мкм.

Среднедисперсная, слабоориентированная, коагуляционная микроструктура (см. табл. 7.2) наиболее характерна для современных и позднечетвертичных Q_4-Q_3 средних и легких глин

морского генезиса с содержанием глинистой фракции 28—46 %, гидрослюдисто-смешаннослойного состава, с относительно небольшим количеством пылеватых и песчаных кварцевых зерен. Пористость пород колеблется в пределах 44—60 %, а влажность изменяется от 30 до 80 %. Такие породы чаще всего имеют пластичную консистенцию. Прочность на сжатие и максимальная прочность на сдвиг пород с этой микроструктурой изменяются в пределах 0,01—0,05 и 0,007—0,03 МПа соответственно. Модули упругости и общей деформации имеют значения максимальные для пород с изотропными микроструктурами. $E_y = 0,2—1,4$ МПа и $E_o = 0,05—1,09$ МПа. Анизотропии прочностных и деформационных свойств не отмечается. Глинистое вещество в таких породах агрегировано и основными структурными элементами являются микроагрегаты, хаотически расположенные в объеме образца. Часто они образуют некоторое подобие неориентированной матрицы.

Электронно-микроскопические исследования образцов (рис. 7.4) показали, что микроагрегаты в них обычно имеют сложное строение. Они состоят из листообразных ассоциаций (ультрамикроагрегатов), в которых глинистые частицы контактируют между собой базальными плоскостями. В свою очередь, эти ассоциации контактируют друг с другом плоскими поверхностями и по типу базис—скол под углом, формируя при этом изометричные или слегка вытянутые микроагрегаты. Их размер колеблется от 5 до 15 мкм. Диаметр песчаных и пылеватых зерен может достигать 30 мкм. Зерна обычно покрыты глинистыми «рубашками».

Количественный анализ РЭМ-изображений показывает, что для пород с описываемой микроструктурой характерны следующие значения параметров: $D = 0,81—1,1$; $A = 0,93—1,1$; $A_r = 2,3—7$ %, а также высокие значения пористости (36—42 %) и общей площади пор (8541—9864 мкм²). Основная часть порового пространства (88—95 % общей площади пор) образована преимущественно изометричными мелкими и крупными межмикроагрегатными микропорами со средними размерами 9 и 30 мкм соответственно. На долю внутримикроагрегатных (межчастичных и межультрамикроагрегатных) пор приходится 5—12 % измеренной общей пористости. Среди пор данной категории на основании кривых их распределения по размерам можно выделить многочисленные межчастичные поры сильно вытянутой анизометричной, а иногда и щелевидной формы. Они имеют размер не более 0,08 мкм и относятся к ультрамикропорам. Имеются также анизометричные тонкие микропоры со средним размером до 0,24 мкм и более изометричные мелкие (до 8 мкм) поры, являющиеся, очевидно, межультрамикроагрегатными.

Крупнодисперсная, слабоориентированная, коагуляционная микроструктура (см. табл. 7.2) характерна для более грубодисперсных разновидностей: легких глин, тяжелых, средних и легких суглинков морского генезиса голоценового Q₄ и позднечет-

вертичного Q_3 возраста. В этих породах отмечается большое содержание пылеватых частиц (до 68 %) и существенно меньше глинистых (6—28 %), представленных обычно гидрослюдой, смешаннослойными минералами и хлоритом. Это находит свое отражение в низких значениях удельной поверхности. Значения пористости не превышают 45 %, а влажность колеблется в пределах 32—52 %. Породы отличаются небольшой прочностью на сжатие (0,01—0,028 МПа) и пиковой прочностью на сдвиг (0,004—0,02 МПа). Модули упругости и общей деформации изменяются в пределах 0,08—0,45 и 0,04—0,4 МПа соответственно. Анизотропия прочностных и деформационных свойств отсутствует.

Главная морфометрическая особенность микроструктуры описываемых глинистых пород — присутствие многочисленных глинисто-пылеватых микроагрегатов или пылеватых и песчаных зерен изометричной формы обычно кварцевого состава, покрытых глинистыми «рубашками». Их размер колеблется от нескольких до 30 мкм. Структурные элементы в таких породах контактируют через глинистые «рубашки» или «мостики» (рис. 7.5).

Наличие в образцах крупных изометричных микроагрегатов и зерен, неориентированных в пространстве, нашло отражение в значениях параметров $D=1,15—1,25$; $A=1,01—1,07$; $A_r=6,5—7$ % (см. рис. 7.5, б) и характере пористости: общая площадь пор $S=7767—9486$ мкм² соответствует наименьшей пористости (30—40 %) глинистых пород с изотропной микроструктурой. Для описываемой микроструктуры обычно характерно наличие крупных изометричных межмикроагрегатных и межмикроагрегатно-зернистых микропор, на долю которых приходится большая часть порового пространства (до 91 %). Диаметр таких пор колеблется от 8 до 30 мкм.

В свою очередь, сложное строение самих микроагрегатов позволяет отнести к категории внутримикроагрегатных пор мелкие, тонкие и ультрамикропоры. Мелкие (2—5 мкм) и тонкие (0,2—0,6 мкм) межультрамикроагрегатные микропоры обладают анизометричной формой и составляют до 12 % измеренной пористости. Межчастичные ультрамикропоры, эквивалентный диаметр которых лежит в пределах 0,06—0,1 мкм, имеют сильно анизометричную форму; число таких пор обычно значительно меньше, чем в более дисперсных глинах.

Тонкодисперсную, среднеориентированную, смешанную микроструктуру (см. табл. 7.2) обычно имеют морские и озерно-ледниковые тяжелые и средние глины от позднечетвертичного Q_3 до раннемелового K_1 возраста, с довольно высокими пористостью и влажностью, находящиеся в текуче- и мягкопластичном состоянии. В минеральном составе преобладают гидрослюда и смешаннослойные минералы. Содержание глинистых частиц не менее 30 %.

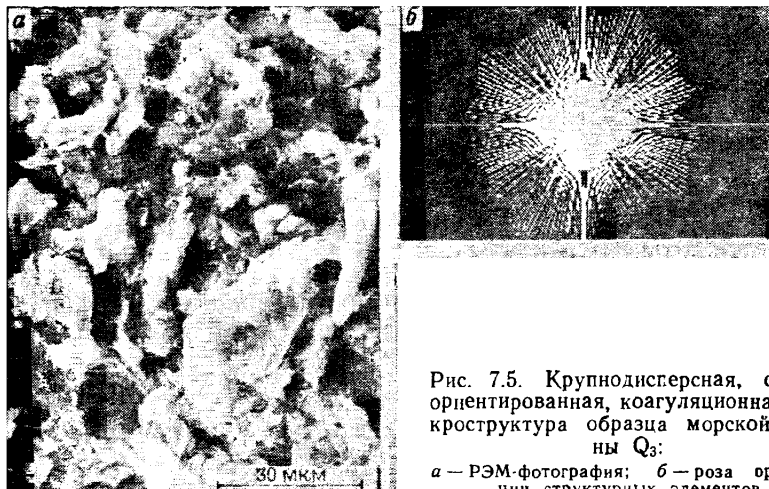


Рис. 7.5. Крупнодисперсная, слабоориентированная, коагуляционная микроструктура образца морской глины Q₃:

а — РЭМ-фотография; б — роза ориентации структурных элементов

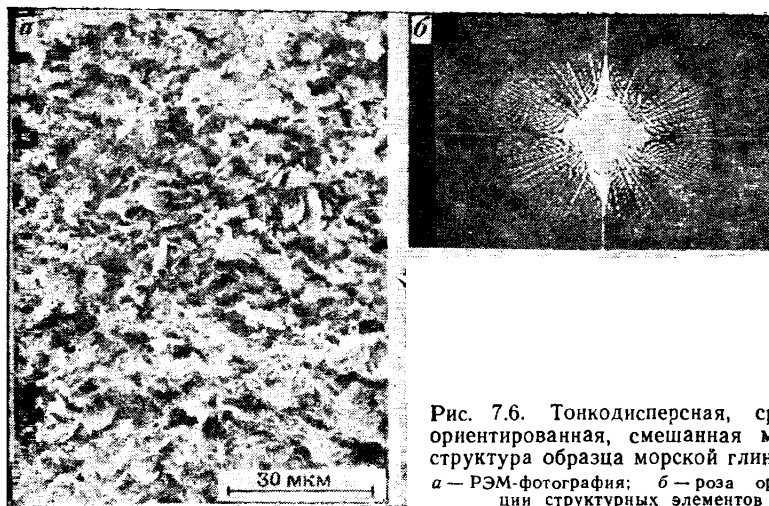


Рис. 7.6. Тонкодисперсная, среднеориентированная, смешанная микроструктура образца морской глины Q₃:

а — РЭМ-фотография; б — роза ориентации структурных элементов

Глинистые породы с данной микроструктурой имеют небольшие значения прочности на сжатие (0,06—0,32 МПа) и максимальной прочности на сдвиг (0,05—0,15 МПа), а также E_y и E_0 (0,8—5,7 и 0,5—3,2 МПа соответственно), что обусловлено присутствием в них довольно большого числа ближних коагуляционных контактов. У рассматриваемых микроструктур наблюдается слабая анизотропия прочностных и деформационных свойств. Электронно-микроскопические исследования показали, что описываемая микроструктура сложена листообразными ми-

кροагрегатами глинистых частиц с максимальной длиной 5—7 мкм и толщиной до 0,5 мкм (рис. 7.6), контактирующими по типу базис — скол под углом.

Количественный анализ РЭМ-изображений дает следующие значения параметров микроструктуры: $D=0,68-0,8$; $A=1,08-1,5$; $A_r=7,1-22\%$. Она имеет высокую пористость (46—58 %). Общая площадь пор изменяется от 11 024 до 13 412 мкм². Поровое пространство в основном представлено межмикроагрегатными удлиненными микропорами (деформированные поры-ячейки) со средними диаметрами 8,4 мкм. На долю этих пор приходится до 96 % измеренной пористости образца. Помимо межмикроагрегатных пор в микроструктуре различают также анизометричные межчастичные ультрамикропоры с эквивалентными диаметрами до 0,08 мкм и тонкие анизометричные межультрамикроагрегатные микропоры со средним размером 0,42 мкм.

Среднедисперсную, среднеориентированную, смешанную микроструктуру (см. табл. 7.2) имеют морские, ледниковые, аллювиальные и озерные средние и легкие глины, тяжелые, средние и легкие суглинки, возраст которых изменяется от голоценового Q₄ до позднечурского J₃. В целом для них характерна тугопластичная консистенция. Содержание глинистых частиц 13—38 %. Глинистая фракция представлена преимущественно гидрослюдой и смешаннослойными минералами, реже встречаются монтмориллонит и хлорит. Глинистые породы с данной микроструктурой имеют прочность на сжатие порядка 0,1—0,32 МПа и максимальную прочность на сдвиг 0,04—0,22 МПа. Модуль упругости изменяется от 2 до 9 МПа, а модуль общей деформации — от 0,4 до 6,2 МПа. В целом этим породам присущ упруговязкий характер деформирования с хрупкопластичным разрушением. Несколько повышенные значения параметров $\epsilon_y/\epsilon_0=0,14-0,28$ и $\tau_{\max \perp}/\tau_{\min \perp}=1,8-3,4$, а также набухаемость пород в нарушенном и ненарушенном сложении свидетельствуют о наличии наряду с коагуляционными переходных и фазовых контактов. Глинистые породы с этой микроструктурой отличаются анизотропией прочностных и деформационных свойств.

Микроструктура данного типа сложена микроагрегатами, состоящими из глинистых частиц, контактирующих базисными плоскостями и по типу базис — скол под углом. Их размер колеблется в пределах 5—8 мкм, а форма изменяется от изометричной до листообразной. В меньшем количестве содержатся пылеватые кварцевые зерна, обломки фауны, включения солей и пирита. Размер зерен обычно не превышает 15 мкм. Пример породы с микроструктурой данного типа приводится на рис. 7.7. Количественный анализ дал следующие значения параметров микроструктуры: $D=0,85-1,1$; $A=1,08-1,5$; $A_r=7,3-22\%$ (см. рис. 7.7, б). Пористость, измеренная по РЭМ-изображениям, изменяется в пределах 30—47 %, а общая

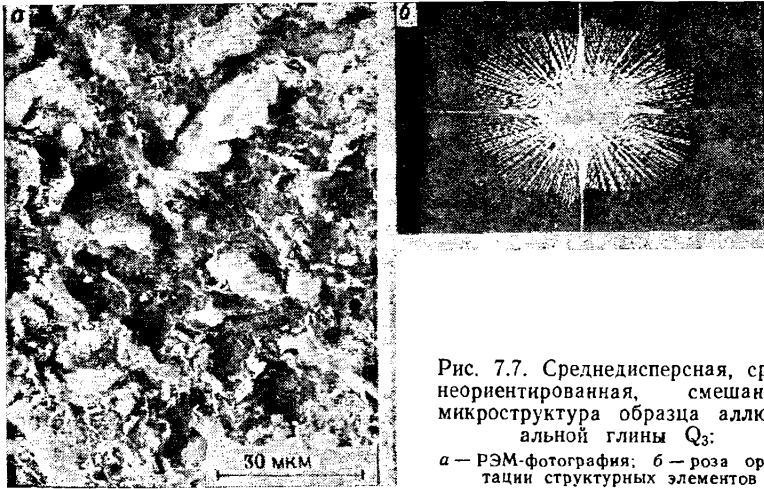


Рис. 7.7. Среднедисперсная, среднеориентированная, смешанная микроструктура образца аллювиальной глины Q_3 :

a — РЭМ-фотография; *б* — роза ориентации структурных элементов

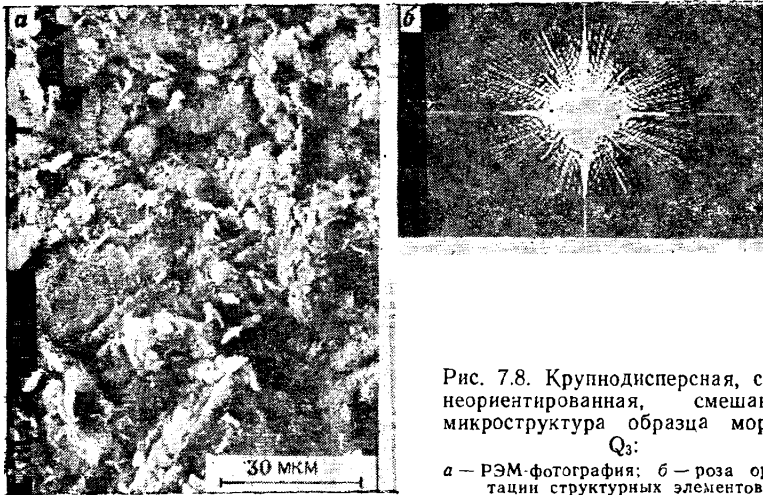


Рис. 7.8. Крупнодисперсная, среднеориентированная, смешанная микроструктура образца морены Q_3 :

a — РЭМ-фотография; *б* — роза ориентации структурных элементов

площадь пор составляет 7051—11021 $\mu\text{м}^2$. Увеличение соотношения между общим периметром и площадью пор по сравнению со среднедисперсной, слабоориентированной микроструктурой с 1,4 до 1,8, свидетельствует о возрастании анизотропии порового пространства по мере уплотнения глинистых пород. Поровое пространство представлено главным образом межмикроагрегатными мелкими и крупными микропорами (8—20 $\mu\text{м}$), на долю которых приходится до 90 % измерен-

ной пористости. Этим порам свойственна вытянутая форма, отдельные более крупные изометричные поры встречаются редко.

Внутримикрoагрегатная пористость имеет подчиненное значение и составляет от 3 до 10 % измеренной пористости. Она представлена тремя категориями пор: 1) щелевидными межчастичными ультрамикрoпорами (с эквивалентным диаметром до 0,06 мкм); 2) тонкими межультрамикрoагрегатными анизометричными микрoпорами со средним размером 0,22 мкм, которые формируются ассоциациями глинистых частиц; 3) более изометричными мелкими межультрамикрoагрегатными микрoпорами (5,1 мкм). В количественном отношении преобладают межчастичные ультрамикрoпоры, которым на всех кривых распределения соответствует отчетливый «диагностический» пик, характерный для глинистых пород.

Крупнодисперсную, среднеориентированную, смешанную микрoструктуру (см. табл. 7.2) имеют наиболее грубо- и полидисперсные разности пород: средние и легкие глины, тяжелые, средние и легкие суглинки морского, ледникового, озерно-ледникового и аллювиального генезиса. Как правило, это средние и высоколитифицированные породы позднечетвертично-голоценового Q_3 — Q_4 возраста. Содержание глинистых частиц в таких породах не превышает 33 %; представлены они преимущественно гидрослюдой и смешаннослойными минералами с небольшими примесями хлорита, каолинита и монтмориллонита. Глинистые породы более плотные, их пористость изменяется от 27 до 46 %, а влажность — от 13 до 38 %.

Прочность на сжатие в описываемых породах меняется от 0,1 до 0,45 МПа, а максимальная прочность на сдвиг — от 0,07 до 0,18 МПа. Значение модулей упругости и общей деформации варьирует в пределах 5,1—10,8 и 2,5—4,9 МПа соответственно. Анализ деформационного поведения показывает, что для описываемых пород характерно упруговязкое деформирование с хрупким разрушением. Величины параметров ϵ_y/ϵ_0 и $\tau_{\max \perp}/\tau_{\min \perp}$ имеют высокие значения — 0,42 и 4 соответственно. Учитывая сильное набухание таких пород в нарушенном и ненарушенном сложении, можно сделать вывод о более высоком содержании переходных контактов по сравнению с коагуляционными. В целом для пород характерна небольшая анизотропия прочностных и деформационных свойств.

Микрoструктура исследуемых пород определяется присутствием многочисленных окатанных и полуокатанных кварцевых зерен размером 30—60 мкм. Зерна обычно покрыты пленками оксидов железа или глинистыми «рубашками». Если порода представляет собой легкую глину или тяжелый суглинок, то пылеватые частицы, как правило, не контактируют друг с другом, а располагаются в среднеориентированной глинистой массе. В средних суглинках, в которых глинистые частицы сосредоточены на поверхности пылеватых зерен или частично за-

полняют пространство между ними, контакт пылеватых зерен осуществляется через глинистые «рубашки» или «мостики». В некоторых породах, особенно в легких глинах морского генезиса, структурными элементами пылеватого размера (8—10 мкм) также могут быть изометричные глинисто-пылеватые агрегаты или глинистые микроагрегаты (рис. 7.8).

Количественный анализ микроструктуры пород рассматриваемого типа по РЭМ-изображению показал, что для них характерно высокое значение $D=1,20-2,35$, при этом $A=1,11-1,45$ и $A_r=7,1-18,8\%$ (см. рис. 7.8, б). Пористость по РЭМ-изображению составляет 25—41 %, а общая площадь пор — 6580—9668 мкм². Это обусловлено более высокой плотностью описываемых пород. В то же время обращает на себя внимание увеличение соотношения общего периметра и площади пор с 1,2 до 1,45 в описываемой микроструктуре по сравнению с крупнодисперсной, неориентированной коагуляционной микроструктурой, что подтверждает факт возрастания анизотропии порового пространства. Измеренная пористость в основном (на 85—89 %) представлена крупными изометричными межмикроагрегатными и межмикроагрегатно-зернистыми микропорами со средним размером 19 мкм. Мелкий вклад вносят внутримикроагрегатные поры, среди которых преобладают тонкие и мелкие анизометричные межультрамикроагрегатные микропоры со средними размерами 0,36 и 4,5 мкм соответственно. Межчастичные ультрамикропоры, характерные для всех описанных выше пород, здесь практически отсутствуют.

Тонкодисперсная, высокоориентированная, смешанная микроструктура (см. табл. 7.2) характерна для озерно-ледниковых ленточных глин голоцен-позднечетвертичного возраста Q_4-Q_3 . Ленточные глины (как правило, тяжелые и средние) имеют среднюю степень литификации. Содержание глинистой фракции в них не менее 30 %, представлена она преимущественно гидрослюдой и смешаннослойными минералами. Рассматриваемые породы образовались в условиях спокойной седиментации в пресных ледниковых озерах и последующего уплотнения тонкодисперсного глинистого материала. Ленточные глины обладают специфическими свойствами. Пористость их весьма высока (44—60 %), а естественная влажность достигает 55 %. Обычно они имеют мягкопластичную консистенцию и отличаются высокой однородностью. Для них характерны невысокие значения прочности на сжатие (0,1—0,4 МПа) и максимальной прочности на сдвиг (0,09—0,14 МПа). Модули упругости и общей деформации изменяются в пределах 0,4—1 и 0,3—0,7 МПа соответственно. Характер деформирования упруговязкий с хрупкопластичным разрушением. Параметр ϵ_y/ϵ_0 изменяется в пределах 0,10—0,17, а τ_{max}/τ_{min} — от 2,0 до 3,2, что указывает на довольно высокое содержание коагуляционных контактов по сравнению с фазовыми. Данным породам присуща заметная анизотропия прочностных и деформационных свойств.

Особые условия образования отразились и на микроструктуре этой разновидности глин. Характерный морфометрический признак ленточных глин (рис. 7.9) — наличие очень тонкодисперсных анизометричных микроагрегатов, толщина которых не превышает 0,3 мкм, а максимальный линейный размер составляет всего 2—4 мкм. Песчаные и пылеватые обломочные зерна практически отсутствуют. Контактуют микроагрегаты в основном базальными плоскостями или по типу базис—скол под небольшими углами.

Количественный анализ РЭМ-изображений показывает, что рассматриваемая микроструктура характеризуется довольно высокими значениями пористости (44—48 %) и общей площади пор (10 064—11 226 мкм²). Значения параметра дисперсности и анизотропии следующие: $D=0,54-0,63$; $A=1,51-2,15$; $A_r=22,1-38$ % (см. рис. 7.9, б). Высокое соотношение между общим периметром и площадью пор (1,9) указывает на существенную анизотропию порового пространства, которое в основном (на 97—98 %) представлено межмикроагрегатными мелкими анизометричными микропорами со средним размером 2,8 мкм. Весьма высокое содержание микропор данной категории является отличительной особенностью этого типа микроструктур.

Внутриагрегатные поры преимущественно представлены щелевидными межчастичными ультрамикропорами шириной до 0,06 мкм и тонкими анизометричными межультрамикроагрегатными микропорами размером до 0,22 мкм.

Среднедисперсная, высокоориентированная, смешанная микроструктура (см. табл. 7.2) характерна для морских отложений, представленных средними и легкими глинами, возраст которых изменяется от среднечетвертичного Q_2 до раннекаменноугольного S_3 . Как правило, эти породы имеют среднюю, реже высокую, степень литификации. Глинистая фракция, содержание которой изменяется от 36 до 51 %, представлена монтмориллонитом (до 70 %), смешаннослойными минералами и гидрослюдами. Особенности минерального состава, несмотря на значительное уплотнение, во многом определяют высокую пористость (41—54 %). Влажность отложений изменяется от 27 до 63 %. Породы имеют тугопластичную, реже полутвердую, консистенцию. Прочность на сжатие в породах с рассматриваемой микроструктурой изменяется от 0,1 до 0,5 МПа, а максимальная прочность на сдвиг — от 0,03 до 0,14 МПа. Значения модулей упругости и общей деформации варьируют от 19 до 50 МПа и от 11 до 26 МПа соответственно. Анализ деформационных кривых указывает на существенное возрастание доли упругих деформаций: $\epsilon_y/\epsilon_o=0,5$; $\tau_{\max \perp}/\tau_{\min \perp}=2,5-4,1$. Подобное прочностное и деформационное поведение, а также интенсивное набухание в нарушенном и нарушенном сложении указывает на преобладание переходных контактов. Коагуляционные и фазовые контакты имеют подчиненное значение. Описываемые породы обладают анизотропией прочностных и деформационных свойств.

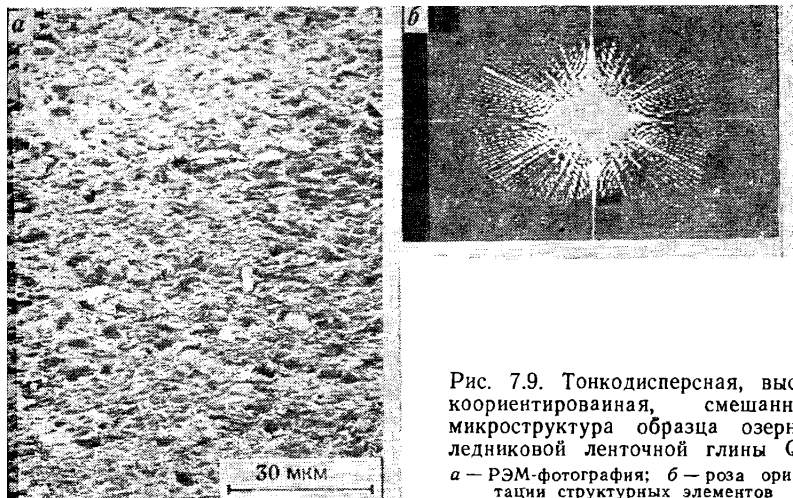


Рис. 7.9. Тонкодисперсная, высокоориентированная, смешанная микроструктура образца озерноледниковой ленточной глины Q₃: а — РЭМ-фотография; б — роза ориентации структурных элементов

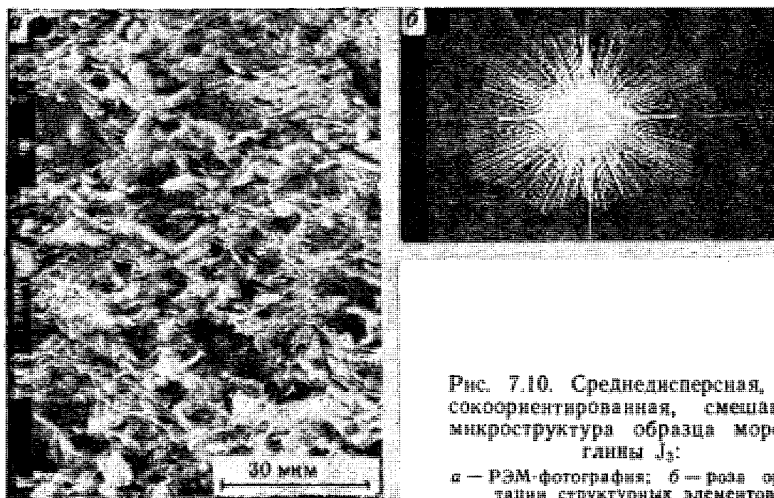


Рис. 7.10. Среднедисперсная, высокоориентированная, смешанная микроструктура образца морской глины J₃: а — РЭМ-фотография; б — роза ориентации структурных элементов

Характерная особенность рассматриваемой микроструктуры — наличие микроагрегатов листообразной формы со средними размерами до 10 мкм и толщиной до 0,4 мкм, контактирующих преимущественно базисными плоскостями или по типу базис—скол под углом. Встречаются пылеватые удлиненные и изометричные зерна со средними размерами 10—20 мкм, покрытые глинистыми «рубашками» (рис. 7.10).

Количественный анализ РЭМ-изображений (см. рис. 7.10, б) дал следующие значения: $D=0,82-0,93$; $A=1,51-1,76$; $A_r=22,1-31,8\%$. Пористость описываемых микроструктур изме-

няется от 36 до 49 %, а общая площадь пор составляет 8434—11 396 мкм². Соотношение между общим периметром и площадью пор может достигать 1,9, что указывает на достаточно высокую анизотропию порового пространства, обусловленную литогенетическими преобразованиями в породах. В микроструктуре преобладают (до 95 % общей пористости) межмикроагрегатные и межмикроагрегатно-зернистые мелкие и крупные микропоры удлиненной формы со средними размерами 5 и 13 мкм соответственно. Внутримикроагрегатные поры составляют 5—8 % и представлены в основном межчастичными ультрамикропорами щелевидной формы со средней шириной до 0,06 мкм. Помимо ультрамикропор отмечаются также тонкие анизометричные межультрамикроагрегатные микропоры со средними размерами около 0,24 мкм.

Крупнодисперсная, высокоориентированная, смешанная микроструктура (см. табл. 7.2) характерна для средних и легких глин и тяжелых суглинков морского, аллювиального и озерно-ледникового генезиса преимущественно высокой и реже средней степени литификации. Возраст отложений — от позднечетвертичного Q₃ до среднекаменноугольного C₂. Глинистое вещество в таких породах сильно агрегировано, и его содержание может достигать 34 %. В глинистой фракции преобладают гидрослюда и смешаннослойные минералы, изредка встречаются хлорит и каолинит. Породы плотные, их пористость составляет 36—40 %, а влажность — 20—36 %. Для них характерна тугопластичная консистенция.

Прочность на сжатие в данных породах изменяется от 0,12 до 0,33 МПа, а максимальная прочность на сдвиг — от 0,1 до 0,18 МПа. Модуль упругости составляет 5—12,8 МПа, а модуль общей деформации — 3,4—10,8 МПа.

Вид деформационных кривых указывает на упруговязкий характер деформирования с хрупким разрушением. Параметры ϵ_y/ϵ_0 и $\tau_{\max \perp}/\tau_{\min \perp}$ имеют максимальные для данного типа микроструктур значения, составляющие соответственно 0,52 и 4,3. Отличительная особенность пород с рассматриваемой микроструктурой — слабое набухание в ненарушенном сложении и существенное увеличение его при разрушении. Подобные особенности прочностного и деформационного поведения указывают на наличие в породах коагуляционных и фазовых контактов.

Основными структурными элементами в описываемых породах являются удлиненные и анизометричные микроагрегаты глинистых частиц с максимальными размерами 12—15 мкм. Встречаются также многочисленные изометричные и удлиненные пылеватые зерна размером до 30 мкм, как правило, покрытые глинистыми «рубашками» (рис. 7.11).

Количественный анализ РЭМ-изображения (см. рис. 7.11, б) показал, что данная микроструктура имеет следующие значения параметров: $D=1,39-1,6$; $A=1,51-1,72$; $A_r=27,7-32,6$ %. Пористость изменяется от 32 до 36 %, а общая площадь пор состав-

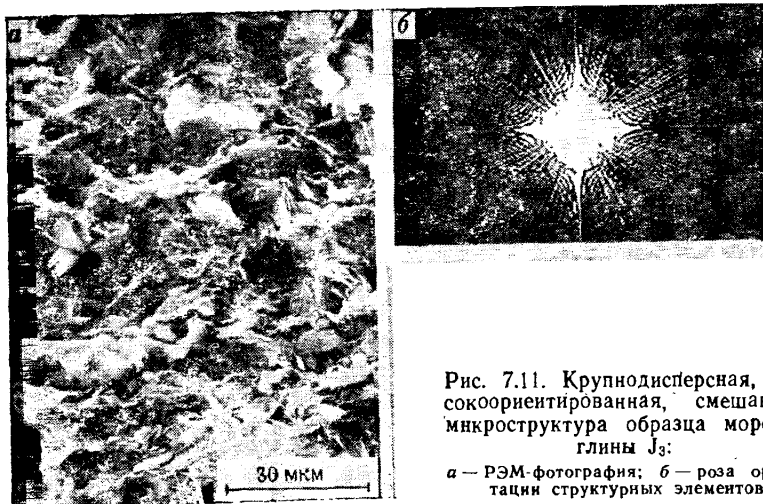


Рис. 7.11. Крупнодисперсная, высокоориентированная, смешанная микроструктура образца морской глины J₃:

а — РЭМ-фотография; б — роза ориентации структурных элементов



Рис. 7.12. Тонкодисперсная, высокоориентированная, преимущественно кристаллизационно-цементационная микроструктура образца морской глины N₁:

а — РЭМ-фотография; б — роза ориентации структурных элементов

ляет 7380—8590 мкм². Величина отношения общего периметра к площади пор (примерно 1,9) указывает на существенную анизотропию порового пространства, которое на 91—93 % представлено крупными межмикроагрегатными и межмикроагрегатно-зернистыми удлинёнными порами со средними размерами 15—17 мкм. Внутримикроагрегатные поры составляют 7—9 % измеренной пористости и представлены в основном мелкими и тонкими анизометричными межультрамикроагрегатными микропорами со средними размерами 2,4 и 0,28 мкм соответственно. Отме-

чается довольно большое число щелевидных межчастичных ультрамикropop со средней шириной до 0,06 мкм.

Тонкодисперсную, высокоориентированную, преимущественно кристаллизационно-цементационную микроструктуру (см. табл. 7.2) имеют морские тяжелые глины высокой степени литификации. Их возраст может изменяться от позднечетвертичного Q_3 до позднепалеогенового P_3 . Породы имеют довольно высокую пористость (47—56 %). Их влажность изменяется от 31 до 39 %. В минеральном составе глинистой фракции преобладают гидрoслюда, смешаннослойные минералы, в небольших количествах присутствуют хлорит и каолинит.

Прочность пород на сжатие изменяется от 0,7 до 4 МПа, а максимальная прочность на сдвиг — от 0,2 до 1,5 МПа. Модули упругости и общей деформации варьируют в широких пределах и составляют соответственно 20—30 и 10—21 МПа. Величина прочности индивидуальных контактов, упруговязкий характер деформационных кривых $\epsilon_y/\epsilon_0=0,61$; $\tau_{\max \perp}/\tau_{\min \perp}—8—12$, а также слабое набухание в ненарушенном сложении и его некоторое возрастание в нарушенном свидетельствуют о том, что помимо фазовых контактов цементационной природы в породах имеются и ближние коагуляционные контакты. Образцы обладают высокой анизотропией прочностных и деформационных свойств.

Характерной особенностью глинистых пород с такой микроструктурой является высокое содержание глинистой фракции (30—65 %). Глинистое вещество агрегировано, основные структурные элементы — это листообразные микроагрегаты со средними размерами 3—6 мкм и толщиной до 0,3 мкм. Микроагрегаты имеют высокую степень ориентации в плоскости напластования, а сама микроструктура очень однородна. Пример глинистой породы с данной микроструктурой приведен на рис. 7.12.

Количественный анализ РЭМ-изображений (см. рис. 7.12, б) дает следующие значения параметров микроструктуры: $D=0,5—0,7$; $A=1,62—1,87$; $A_r=26,7—31,9$ %. Пористость пород может составлять 43—50 %, а общая площадь пор изменяется от 9985 до 12 074 мкм². Поровое пространство анизотропно, о чем свидетельствует большая величина отношения общего периметра к общей площади пор (примерно 2).

Поровое пространство в основном представлено мелкими и крупными межмикроагрегатными микropopами со средними размерами 3 и 10 мкм соответственно. На их долю приходится до 94 % измеренной пористости.

Помимо межмикроагрегатных в описываемых глинистых породах присутствуют многочисленные межчастичные ультрамикropopы щелевидной формы со средней шириной до 0,06 мкм и тонкие анизометричные межультрамикроагрегатные микropopы, размер которых не превышает 0,22 мкм. На долю этих пор приходится до 6 % общей пористости.

Среднедисперсную, высокоориентированную, преимущественно кристаллизационно-цементационную микроструктуру (см.

табл. 7,2) имеют морские средне- и высоколитифицированные средние и легкие глины, глинистые сланцы и аргиллиты. Их возраст изменяется от раннеэоценового N_1 до раннекембрийского E_1 . Они имеют полутвердую или твердую консистенцию. Содержание глинистой фракции колеблется от 30 до 55 %; в ее составе преобладают гидрослюда, смешаннослойные минералы и монтмориллонит. Некоторые разновидности содержат до 20 % хлорита и каолинита. В глинистых сланцах и аргиллитах преобладает гидрослюда. Помимо этого в глинистых породах наблюдается повышенное содержание солей и карбонатов. Прочность на сжатие в породах с микроструктурой данного типа изменяется от 0,6 до 91 МПа, а максимальная прочность на сдвиг — от 0,4 до 12,5 МПа. Модули упругости и общей деформации имеют значения соответственно 15—160 и 6—117 МПа.

Анализ прочностных и деформационных особенностей показал, что для данных пород характерна высокая прочность, упруговязкий или упругий характер деформирования ($\epsilon_y/\epsilon_0 = 0,80—1,00$; $\tau_{\max \perp} / \tau_{\min \perp} = 20—64$), хрупкое разрушение. Прочность индивидуальных контактов, рассчитанная по модели «перекашивающегося карточного домика» с углом при вершине $\theta = 9—18^\circ$ изменяется от $8 \cdot 10^{-8}$ до $1 \cdot 10^{-5}$ Н. Породы не набухают или проявляют слабое набухание в ненарушенном сложении; более интенсивно набухают они в нарушенном сложении. Все это указывает на наличие преимущественно фазовых контактов цементационной или кристаллизационной природы. Коагуляционные контакты отсутствуют или содержание их очень мало.

Основной структурный элемент описываемого типа микроструктуры — листообразные микроагрегаты глинистых частиц со средними размерами 3—6 мкм и толщиной до 0,3 мкм, а также обломочный материал в виде изометричных или немного удлиненных пылеватых зерен со средними размерами 6—15 мкм, покрытых глинистыми или железистыми пленками. Микроагрегаты контактируют базальными поверхностями и ориентированы в плоскости напластования, образуя достаточно протяженные микрослои.

Уплотнение пород с повышенным содержанием пылеватого материала приводит к формированию микрослоев, несколько искривленных в зоне контакта с пылеватыми зернами (рис. 7.13).

Возможно и образование среднедисперсной высокоориентированной микроструктуры за счет развития фазовых контактов кристаллизационной природы между глинистыми частицами как внутри микроагрегатов, так и между ними, что является следствием процесса метаморфизма глинистых пород. Этот процесс выражается в формировании микроагрегатов плитчатой формы (ширина 3—5 мкм, длина 30—50 мкм) и микрослоев, строго выдержанных в направлении ориентации. В этом случае значения коэффициентов анизотропии увеличиваются ($A_r = 48,8—71,1$ % и $A = 2,56—3,29$; см. рис. 7.13, б) до максимальных для данного типа микроструктур.



Рис. 7.13. Среднедисперсная, высокоориентированная, преимущественно кристаллизационно-цементационная микроструктура образца морской глины ϵ_1 :

a — РЭМ-фотография; *б* — роза ориентации структурных элементов

Количественный анализ РЭМ-изображений дает значение $D = 0,84—1,1$. Пористость пород изменяется от 4 до 47 %, а общая площадь пор — от 1560 до 11 215 мкм^2 . Большая величина отношения общего периметра к общей площади пор (примерно 4) свидетельствует о существенной анизотропии порового пространства. При этом 93—96 % приходится на межмикроагрегатные и межмикроагрегатно-зернистые мелкие и крупные немного удлиненные микропоры со средними размерами 3 и 12 мкм соответственно.

Внутримикроагрегатные поры в глинах представлены большим числом межчастичных ультрамикропор со средней шириной 0,06 мкм и анизометричными тонкими межультрамикроагрегатными порами размером 0,24 мкм , составляющими 4—7 % измеренной пористости. В глинистых сланцах и аргиллитах эти поры полностью отсутствуют или их число резко сокращается.

Крупнодисперсную, высокоориентированную, преимущественно кристаллизационно-цементационную микроструктуру (см. табл. 7.2) имеют морские высоколитифицированные средние и легкие аргиллитоподобные глины, алевролиты, аргиллиты. Возраст отложений изменяется от позднеюрских J_3 до позднепротерозойских PR_3 . Все они имеют твердую консистенцию. Содержание глинистых частиц обычно не превышает 35 %, а в их составе преобладают смешаннослойные минералы и гидрослюда. Прочность на сжатие рассматриваемых пород изменяется от 1,4 до 9,2 МПа, а максимальная прочность на сдвиг — от 0,8 до 1,72 МПа. Модули упругости и общей деформации составляют соответственно 30—110 и 6—108 МПа. Для пород характерен упругий характер деформирования с хрупким разрушением, что также подтверждается высокими значениями параметров $\epsilon_y/\epsilon_0 = 0,72—1$ и $\tau_{\max \perp}/\tau_{\min \perp} = 12—48$. Рассчитанная прочность инди-

видуальных контактов между структурными элементами изменяется от 10^{-7} до 10^{-6} Н. Породы не набухают в ненарушенном сложении и довольно слабо набухают в нарушенном. Все эти особенности позволяют говорить о наличии в таких породах преимущественно фазовых контактов кристаллизационной природы.

Электронно-микроскопические исследования показали, что крупнодисперсная микроструктура алевролитов сформировалась в результате воздействия на глинистую породу, обогащенную обломочным материалом, процессов уплотнения, цементации и спекания. Эти процессы привели к тому, что основные структурные элементы представляют собой утолщенные до 10 мкм, вытянутые вдоль напластования линзовидные микроагрегаты с высокой ориентацией глинистых частиц и ультрамикроагрегатов. Линзовидные микроагрегаты могут образовывать микрослои. Значительную роль в формировании микроструктуры этих пород играют обломочные зерна, имеющие удлиненную форму и ориентированные вдоль микрослоев глинистых микроагрегатов. Размер зерен по максимальной оси составляет 15—30 мкм (рис. 7.14, I).

При незначительном содержании обломочных пылеватых зерен в однородных глинистых породах на начальной стадии метаморфизма может также сложиться микроструктура, которую по формальным признакам следует отнести к крупнодисперсной, высокоориентированной, преимущественно кристаллизационно-цементационной. Такую микроструктуру имеют аргиллиты, основными твердыми структурными элементами которых являются довольно протяженные (до 60 мкм) агрегаты (шириной до 6 мкм) (см. рис. 7.14, II, а).

Результаты количественного анализа РЭМ-изображений показывают, что параметры дисперсности и анизотропии в данных микроструктурах следующие: $D = 1,11—1,41$; $A = 1,74—2,73$; $A_r = 31,2—59,7$ (см. рис. 7.14, I, б). Пористость может изменяться от 20 до 35 %, а общая площадь пор — от 4638 до 8200 мкм². Отношение общего периметра к площади обычно составляет 3,5—4. Это указывает на высокую степень анизотропии порового пространства. Пористость на 93—95 % представлена межмикроагрегатными и межмикроагрегатно-зернистыми мелкими и крупными микропорами изометричной или немного удлиненной формы с размерами 3 и 10 мкм соответственно. Подчиненное значение имеет межультрамикроагрегатная и межчастичная пористость, на долю которой приходится 5—7 % измеренной пористости. Межчастичные ультрамикропоры имеют щелевидную форму со средней шириной 0,06 мкм. Помимо них присутствуют тонкие межультрамикроагрегатные микропоры размером до 0,22 мкм. В плотных аргиллитах и алевролитах число этих пор резко сокращается.

Таким образом, нами были описаны 12 различных типов микроструктур, которые могут встречаться в глинистых породах различного возраста, генезиса и степени литификации. В предложенной классификации имеется ряд типов, которые не свойст-

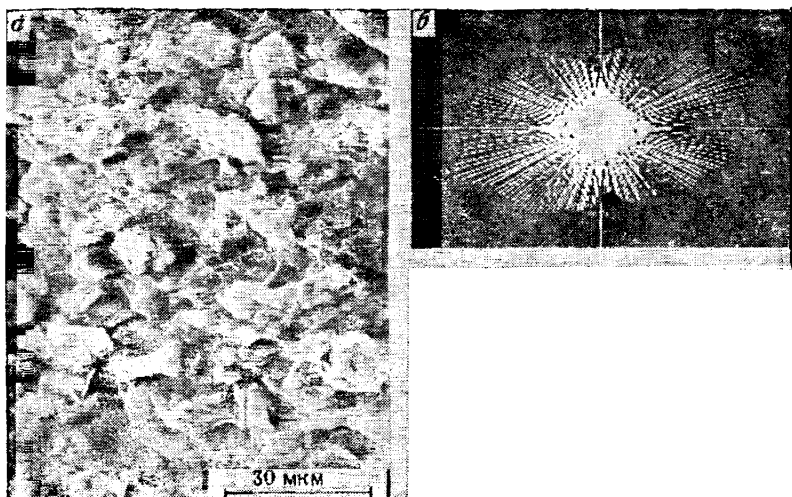


Рис. 7.14. Крупнодисперсная высокоориентированная преимущественно кристаллизационно-цементационная микроструктура образцов алеврита PR_3 (I) и аргиллита K_1 (II):

a — РЭМ-фотография; *б* — роза ориентации структурных элементов

венны глинистым породам: например, тонкодисперсные, слабоориентированные, преимущественно кристаллизационно-цементационные или крупнодисперсные, среднеориентированные, коагуляционные и т. д. Однако можно предположить, что при использовании ее для классификации не только глинистых пород, но и других литологических типов (карбонатные, кремнистые породы, песчаники и др.) будут найдены примеры для любого из 27 выделенных в классификации типов микроструктур. Так, при-

мером крупнодисперсной, слабоориентированной, преимущественно кристаллизационно-цементационной микроструктуры может быть сцементированный песчаник рыхлого сложения, а представителем тонкодисперсной, среднеориентированной, коагуляционной микроструктуры — карбонатный органогенный ил и т. д.

Приведенные примеры показывают универсальный характер разработанной классификации микроструктур. При этом основное ее достоинство — возможность однозначного прогнозирования прочностного и деформационного поведения глинистых пород, принадлежащих к различным микроструктурным типам.

Глава 8

ВЗАИМОСВЯЗЬ МИКРОСТРУКТУРЫ, СОСТАВА И СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Возможность получения достоверной количественной информации о микроструктуре глинистых пород с помощью анализа их РЭМ-изображений позволила провести экспериментальные исследования по выявлению связи между морфометрическими и геометрическими признаками микроструктуры и составом пород, их физическими и физико-механическими свойствами, а также анизотропией прочностных и деформационных свойств.

С этой целью в качестве примера была проанализирована большая группа образцов глинистых пород морского генезиса, различного возраста (от современных морских илов до раннепротерозойских аргиллитов) и разной степени литификации (от глинистых осадков до высоколитифицированных глин и глинистых сланцев). В составе глинистой фракции у всех образцов преобладали ненабухающие минералы. Образцы для морфометрических исследований в РЭМ готовились частично по способу сопряженных поверхностей (для слабоуплотненных илов и глин), а в основном по методике аншлифов с очисткой адгезионной лентой или ультразвуком (для глин и суглинков средней и высокой степени литификации, аргиллитов, алевролитов, глинистых сланцев). РЭМ-съемка проводилась в режиме отраженных электронов. С помощью количественного анализа РЭМ-изображений были получены такие морфометрические и геометрические характеристики микроструктуры, как общий периметр P и площадь S пор, коэффициенты анизотропии A_r . Все значения морфометрических параметров получались по РЭМ-изображениям при увеличениях в 500 раз, а геометрические показатели оценивались при увеличениях в 1000 раз.

Указанные морфометрические и геометрические характеристики коррелировались с минеральным и микроагрегатным со-

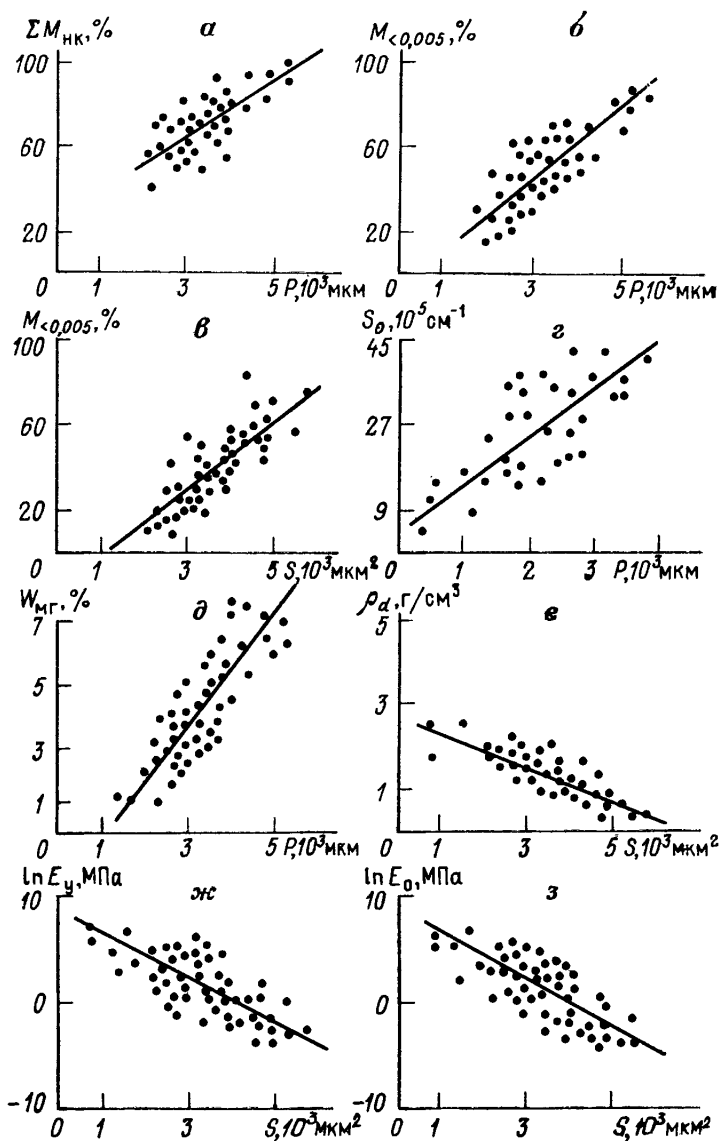


Рис. 8.1. Корреляционные зависимости между параметрами:

a — суммарным содержанием $\Sigma M_{нк}$ ненабухающих минералов и общим периметром кор P ; *б* — содержанием микроагрегатов с размерами менее 0,005 км $M_{<0,005}$ и P ; *в* — $M_{<0,005}$ и общей площадью пор S ; *г* — удельной поверхностью S_0 и P ; *д* — максимальной гигроскопической влажностью $W_{мг}$ и P ; *е* — плотностью скелета грунта ρ_d и общей площадью пор S ; *ж* — модулем упругой деформации $\ln E_y$ и S ; *з* — модулем общей деформации $\ln E_0$ и S

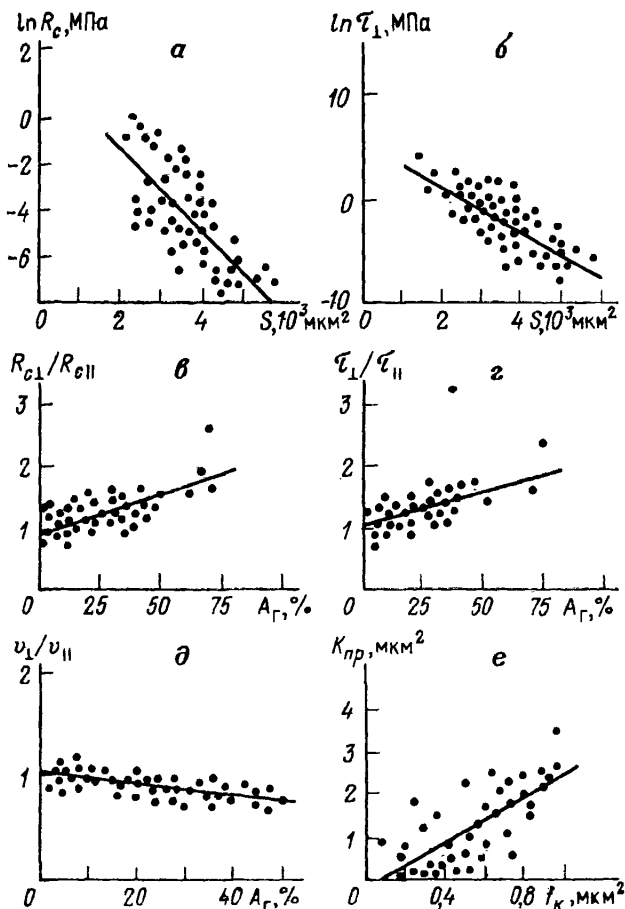


Рис. 8.2. Корреляционные зависимости между параметрами:

а — прочностью образцов на сжатие $\ln R_c$ и общей площадью пор S ; **б** — максимальной прочностью на сдвиг $\ln \tau_{\perp}$ и S ; **в** — анизотропией прочности на сжатие $R_{c\perp}/R_{c\parallel}$ и коэффициентом анизотропии A_r ; **г** — анизотропией максимальной прочности на сдвиг $\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}$ и A_r ; **д** — анизотропией прохождения ультразвуковых волн v_{\perp}/v_{\parallel} и A_r ; **е** — коэффициентом газопроницаемости $K_{гг}$ и фильтрационным коэффициентом i_k для песчано-алевритовых пород

ставами, максимальной гигроскопической влажностью, удельной поверхностью, плотностью скелета грунта, прочностью на одноосное сжатие, максимальной прочностью на сдвиг, модулями упругости и общей деформации, анизотропией прочности на сжатие и сдвиг, анизотропией скоростей упругих волн, проницаемостью (рис. 8.1 и 8.2).

8.1. ВЗАИМОСВЯЗЬ МИНЕРАЛЬНОГО И МИКРОАГРЕГАТНОГО СОСТАВОВ С МОРФОМЕТРИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ МИКРОСТРУКТУРЫ

Имеющиеся в литературе данные о взаимосвязи минерального состава глинистых пород с размером слагающих их структурных элементов [7, 44] позволили предположить наличие зависимости между содержанием глинистых минералов в породе и характером ее порового пространства.

Предварительный анализ РЭМ-изображений глинистых пород показал, что в них наиболее четко различаются поры и твердые структурные элементы, представленные частицами или микроагрегатами глинистых минералов, таких как гидрослюда, каолинит и хлорит. В то же время морфология микроагрегатов частиц монтмориллонита и многих смешаннослойных глинистых минералов, как правило, не отражает их высокой природной дисперсности. Часто они имеют листообразную, а иногда и изометричную форму и представляют собой довольно плотные ассоциации глинистых частиц, контактирующих базисными плоскостями. В связи с этим исследовалась зависимость суммарного содержания ненабухающих глинистых минералов (гидрослюда + каолинит + хлорит) от общего периметра пор, отражающего величину их удельной поверхности. Поскольку целью исследований было определение по имеющимся количественным морфометрическим параметрам микроструктуры состава и некоторых физических и физико-механических свойств породы, то ниже в качестве аргумента всех изучаемых функций (состава и свойств) использовались морфометрические характеристики микроструктуры, определяемые с помощью количественного анализа РЭМ-изображений.

Содержание глинистых минералов устанавливалось с помощью дифрактометрического анализа с интерпретацией по методике, предложенной Х. Уивером.

Результаты корреляционного анализа (см. рис. 8.1, а) показывают, что между суммарным содержанием (в процентах) в грунте ненабухающих глинистых минералов $\Sigma M_{\text{нн}}$ и общим периметром пор P существует тесная связь ($R_{\Sigma M_{\text{нн}}P} = 0,708$), а сама зависимость может быть описана уравнением регрессии $\Sigma M_{\text{нн}} = 0,0128 P + 27$.

Конечно, выведенное уравнение регрессии $\Sigma M_{\text{нн}} = f(P)$ не может являться универсальной зависимостью для количественной оценки содержания глинистых минералов в дисперсной породе. Однако полученные данные подтверждают вывод о наличии в глинистых породах связи между минеральным составом и структурой порового пространства.

Для выяснения зависимости между дисперсностью и морфометрическими характеристиками микроструктуры грунта проводилось изучение корреляционных зависимостей содержания ча-

стиц размером менее 0,005 мм, полученного по методике микроагрегатного анализа [20], от общего периметра и площади пор. Обоснованность использования для этих целей данных именно по микроагрегатному составу обусловлена тем, что основными структурными элементами микроструктуры грунта являются не первичные частицы, а их микроагрегаты. При этом в исследуемых породах преобладала фракция менее 0,005 мм.

Результаты исследований приведены на корреляционных графиках (см. рис. 8.1, б, в), анализ которых показывает, что между содержанием микроагрегатов с размерами менее 0,005 мм ($M_{<0,005}$) и количественными характеристиками порового пространства (общий периметр P и общая площадь S пор) существует тесная корреляционная связь с коэффициентами корреляции $R_{M-P}=0,761$ и $R_{M-S}=0,834$. Уравнения регрессии имеют вид: $M_{<0,005}=0,0165 P - 6,0421$ и $M_{<0,005}=0,0165 S - 19,6711$.

Как следует из полученных данных, по мере увеличения дисперсности глинистой породы наблюдается прогрессивный рост общего периметра и площади пор. Подобная зависимость не противоречит современным представлениям о микроструктуре дисперсных систем и еще раз подтверждает возможность изучения этих общих закономерностей по плоским РЭМ-изображениям.

8.2. ВЗАИМОСВЯЗЬ ФИЗИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД С МОРФОМЕТРИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ИХ МИКРОСТРУКТУРЫ

Общий периметр пор является важным параметром, отражающим их удельную поверхность (см. гл. 4). Для проверки этого предположения была изучена группа глинистых пород морского генезиса. При этом из рассмотрения исключались образцы, имеющие преимущественно монтмориллонитовый состав, в связи с тем, что морфология монтмориллонитовых микроагрегатов не отражает их высокой природной дисперсности.

Удельная поверхность образцов глинистых грунтов определялась по методике насыщения этиленгликолем в вакууме. График корреляционной зависимости удельной поверхности грунта S_0 от общего периметра пор P приведен на рис. 8.1, г. Анализ графика показывает, что между удельной поверхностью и общим периметром пор существует тесная прямая связь с коэффициентом корреляции $R_{S_0-P}=0,733$. Уравнение регрессии может быть записано так: $S_0=1118120 P + 501007$.

Учитывая, что удельная поверхность пор (в случае плоского изображения — общий периметр пор) в первую очередь характеризует способность глинистой породы как дисперсной системы проявлять адсорбционные свойства, было проведено изучение корреляционной зависимости между максимальной гигроскопической влажностью $W_{\text{мг}}$ и общим периметром пор P . Результа-

ты исследования приведены на рис. 8.1, д. Как видно из полученных данных, существует довольно тесная прямая зависимость между $W_{\text{мг}}$ и P . Коэффициент корреляции $R_{W_{\text{мг}}-P} = 0,777$, а уравнение регрессии имеет вид $W_{\text{мг}} = 0,0019 P - 2,3572$.

Подобный вид зависимости $W_{\text{мг}} = f(P)$ наглядно подтверждает предположение о правомерности использования величины общего периметра пор в качестве характеристики адсорбционной способности глинистой породы.

Одним из важных показателей, характеризующих природное состояние глинистой породы, является плотность скелета ρ_d , которая наряду с минеральным составом обуславливает и ее пористость n . Существующие экспериментальные и литературные данные указывают на обратную зависимость ρ_d от n . Для проверки этой закономерности была изучена корреляционная зависимость величины ρ_d , рассчитанной по стандартной методике, от морфометрического параметра — общей площади пор S , — определяемого по РЭМ-изображениям и функционально связанного с пористостью породы.

Результаты исследований показаны в виде графика на рис. 8.1, е, из которого следует, что между ρ_d и S существует очень тесная обратная корреляционная связь с высоким коэффициентом корреляции $R_{\rho_d-S} = -0,906$, а уравнение регрессии имеет вид $\rho_d = -0,0003647 S + 2,6143$.

Зависимость $\rho_d = f(S)$ соответствует существующим представлениям о взаимосвязи плотности скелета глинистой породы с ее пористостью, а уравнение этой зависимости с высокой надежностью может использоваться для расчета ρ_d по данным количественного анализа РЭМ-изображений. Необходимо подчеркнуть, что полученное регрессивное уравнение применимо для оценки ρ_d глинистых пород морского генезиса.

Важное значение имеет изучение взаимосвязи прочностных и деформационных свойств с параметрами микроструктуры. Литературные данные указывают на существование экспоненциальной зависимости между прочностью и пористостью. В связи с этим были проанализированы зависимости между прочностью на сжатие R_c , максимальной прочностью на сдвиг τ_{\perp} , модулем упругости E_y , модулем общей деформации E_0 и морфометрическим параметром — общей площадью пор S , отражающей общую пористость породы.

Прочностные и деформационные характеристики определялись с помощью универсального прибора МП-2С, предназначенного для изучения механических характеристик пористых дисперсных тел [20].

Испытания на сжатие проводились на цилиндрических образцах диаметром 20 мм и высотой 50 мм в направлении перпендикулярном к напластованию. Прочность на сдвиг определялась по схеме двухплоскостного среза без приложения нормальной нагрузки. В ходе экспериментов проводилась автоматическая

запись кривых $R_c = f(\epsilon)$ и $\tau_{\perp} = f(\epsilon)$. Величины модулей упругости и общей деформации рассчитывали на основании имеющихся зависимостей $R_c = f(\epsilon)$ (где ϵ — относительная деформация образца).

Результаты исследований показаны в виде корреляционных зависимостей на рис. 8.1, *ж—и* и рис. 8.2, *а, б*. Учитывая экспоненциальный характер зависимости прочности от пористости, на оси ординат этих графиков откладывали значения $\ln R_c$, $\ln \tau_{\perp}$, $\ln E_y$, $\ln E_o$, а аргументом была общая площадь пор.

Анализ графиков в координатах $\ln R_c - f(S)$, $\ln \tau_{\perp} - f(S)$, $\ln E_y - f(S)$, $\ln E_o - f(S)$ показал, что во всех случаях существует очень тесная обратная связь между прочностными и деформационными свойствами и общей площадью пор. Регрессионные уравнения, соответствующие приведенным выше зависимостям, имеют вид:

$$R_{\ln R_c - S} = -0,796; \ln R_c = -0,002026 S + 5,3074;$$

$$R_{\ln \tau_{\perp} - S} = -0,813; \ln \tau_{\perp} = -0,002079 S + 4,8168;$$

$$R_{\ln E_y - S} = -0,852; \ln E_y = -0,002032 S + 8,5088;$$

$$R_{\ln E_o - S} = -0,841; \ln E_o = -0,002148 S + 8,7769.$$

Наличие очень тесной корреляционной связи между прочностными и деформационными характеристиками глинистой породы и общей площадью пор позволяет утверждать о возможности использования выведенных регрессионных уравнений для расчета прочности на сжатие, максимальной прочности на сдвиг, модулей упругости и общей деформации в глинистых породах морского генезиса по данным количественного анализа РЭМ-изображений.

8.3. ВЗАИМОСВЯЗЬ АНИЗОТРОПИИ ПРОЧНОСТНЫХ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД СО СТЕПЕНЬЮ ОРИЕНТАЦИИ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В литературе приводится достаточно много данных об анизотропии прочностных и деформационных свойств глинистых пород, имеющих ориентированную микроструктуру. Изучению этого явления посвящены работы А. В. Скемптона, М. Н. Кагнер, М. Н. Гольдштейна, Е. М. Сергеева, Г. К. Бондарика, В. Ф. Котлова, В. И. Осипова, В. Н. Соколова и др.

Исследователи отмечали, что прочность на сжатие и на сдвиг глинистых пород с высокой степенью ориентации структурных элементов в направлении перпендикулярном напластованию больше, чем параллельно напластованию. В работе Л. Д. Белого и Т. Е. Топчиян отмечалось, что прочность на сжатие перпендикулярно к напластованию в образцах нижнемеловых глин Поволжья в 1,5—2 раза выше, чем по напластованию. По дан-

ным И. М. Буачидзе и Э. А. Джавахишвили, для слоистых среднеюрских аргиллитов Кавказа это соотношение достигает 30. Анизотропия прочности на сдвиг $\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}$ в ленточных глинах может достигать 1,85 [31]. Л. Д. Белый и Т. Е. Топчян отмечали анизотропию прочности на сдвиг нижнемеловых глин Поволжья (1,55) и объясняли ее их явно выраженной текстурированностью.

Бóльшие значения прочности на сжатие и на сдвиг в направлении перпендикулярном к напластованию обусловлены особенностями микроструктуры глинистых пород и могут быть объяснены переориентировкой пластинчатых глинистых частиц и их листообразных микроагрегатов при деформировании. В. Н. Соколов и В. И. Осипов [31] установили, что при приложении напряжений (нормальных или касательных) перпендикулярно к базисным плоскостям структурных элементов затрачивается некоторая дополнительная энергия на их разворот. Это проявляется в большем значении прочности, чем при смещении частиц и микроагрегатов вдоль базисных плоскостей.

Подробно вопросы взаимосвязи прочностных и деформационных свойств с текстурными особенностями глинистых пород рассмотрены В. Ф. Котловым, который приводит данные по корреляции анизотропии прочности на сжатие $R_{c\perp}/R_{c\parallel}$ и прочности на сдвиг $\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}$ с величиной коэффициента ориентации C_p . Из этих данных следует, что увеличение анизотропии прочности на одноосное раздавливание и сдвиг в однородных и нетрещиноватых образцах глинистых пород в целом обусловлено повышением степени ориентации частиц глинистых минералов.

Экспериментальные исследования образцов морского генезиса, различного возраста и разной степени литификации, показали, что между параметрами анизотропии прочности на сжатие $R_{c\perp}/R_{c\parallel}$ и максимальной прочности на сдвиг $\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}$, полученной по методике двухплоскостного сдвига на приборе МП-2С, и коэффициентом анизотропии A_r , определенным по РЭМ-изображению с помощью метода градиента интенсивности сигнала, существует тесная корреляционная связь (см. рис. 8.2, в, г). Уравнения регрессии, связывающие эти переменные, имеют такой вид:

$$R_{R_{c\perp}/R_{c\parallel}-A_r} = 0,825; R_{c\perp}/R_{c\parallel} = 0,012998 A_r + 0,90955,$$

$$R_{\tau_{\perp}/\tau_{\parallel}-A_r} = 0,865; \tau_{\perp}/\tau_{\parallel} = 0,013447 A_r + 0,96784.$$

Полученные результаты хорошо согласуются с данными предыдущих исследований, а тесные корреляционные зависимости в уравнениях $R_{c\perp}/R_{c\parallel} = f(A_r)$ и $\tau_{\perp}/\tau_{\parallel} = f(A_r)$ позволяют с большой надежностью использовать данные анализа ориентации структурных элементов для прогнозирования анизотропии прочностных свойств морских глинистых пород.

Помимо определения зависимости анизотропии прочностных свойств от коэффициента анизотропии A_r проводилось изучение

его связи с анизотропией скоростей продольных ультразвуковых волн, замеренных перпендикулярно и параллельно напластованию v_{\perp}/v_{\parallel} .

Скорость прохождения упругих волн определялась на приборе УКБ-1М с помощью датчиков ультразвуковых колебаний с частотой 25 кГц. Образцы пород имели форму кубиков с размерами граней 4×4 см.

В результате была получена тесная обратная корреляционная зависимость между анизотропией прохождения ультразвуковых волн и коэффициентом анизотропии (см. рис. 8.2, д). Об этом свидетельствует высокое значение коэффициента корреляции $R_{v_{\perp}/v_{\parallel}-A_r} = -0,799$. Уравнение регрессии соответственно имеет вид $v_{\perp}/v_{\parallel} = -0,005021 A_r + 1,01888$.

Закономерное снижение параметра v_{\perp}/v_{\parallel} по мере увеличения коэффициента анизотропии (степени ориентации структурных элементов) объясняется, во-первых, тем, что большинство исследуемых глинистых пород в естественном залегании не находилось в полностью водонасыщенном состоянии, и поэтому ультразвуковые колебания в основном распространялись по минеральному скелету; во-вторых, при подобном способе распространения упругих волн одним из главных факторов, определяющих их скорость, была ориентация твердых структурных элементов. Увеличение числа сплошных микрослоев из минеральных частиц или микроагрегатов в образцах, о чем свидетельствует повышение коэффициента анизотропии A_r , способствует росту скорости прохождения ультразвуковых волн в направлении параллельном напластованию.

Исследования по выявлению взаимосвязи состава, свойств, а также анизотропии прочностных и деформационных свойств глинистых пород с морфометрическими и геометрическими параметрами их микроструктуры, определенными с помощью количественного анализа РЭМ-изображений, показали, что для одной из наиболее распространенных генетических групп глинистых пород — морских — существует ряд очень тесных корреляционных зависимостей, позволяющих использовать результаты количественного анализа микроструктуры комплексом РЭМ — микроЭВМ для расчета состава, а также определения некоторых физических, физико-механических свойств и прогнозной оценки их прочностного и деформационного поведения.

8.4. ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОНИЦАЕМОСТИ С МИКРОСТРУКТУРОЙ ПОРОД

При решении широкого круга задач, связанных со строительством ирригационных сооружений, созданием противодиффузионных завес, выявлением продуктивных пластов, подсчетом запасов нефти и газа необходимо знание фильтрационных ха-

рактических пород. Например, большое значение приобретает параметр проницаемости пород при оценке возможности захоронения промышленных стоков, прогнозе поведения пород, используемых в качестве подземных хранилищ газа, нефтепродуктов и т. д.

Проницаемость породы численно выражается коэффициентом пропорциональности в уравнении, связывающем расход однокомпонентной жидкости (газа) с градиентом давления на образце определенных размеров и вязкостью этой жидкости (газа).

На практике часто используют такой показатель, как коэффициент проницаемости, характеризующий фильтрационную способность породы и определяемый по формуле

$$K_{\text{пр}} = Q \mu L / (\Delta p S),$$

где Q — объемный расход газа или однокомпонентной жидкости, $\text{см}^3/\text{с}$; μ — вязкость флюида, $\text{Па} \cdot \text{с}$; L — длина образца, см ; Δp — перепад давления на образце, Па ; S — площадь сечения образца, см^2 .

Обычно в качестве фильтрующего флюида используют сухой очищенный газообразный азот. Проницаемость по газу называется абсолютной проницаемостью и определяется по стандартной методике на установках УИПК-1М и ГК-5 [20]. Испытания проводят на образцах правильной цилиндрической формы диаметром 20—30 мм и длиной 20—40 мм, вытачиваемых из керна.

Основная трудность подобной методики заключается в необходимости и сложности вытачивания цилиндрических образцов, поскольку существует большая группа пород — трещиноватые, слоистые, слабосцементированные и расслаивающиеся разности, — из которых практически нельзя изготовить образцы требуемого размера и формы. Не менее сложная проблема — определение проницаемости пород по мелким обломкам (шламу), в большом количестве образующимся практически при всех видах бурения.

Наряду со стандартными методами оценки проницаемости в последнее время довольно широко стали применять прямые методы изучения порового пространства с помощью просмотра в оптическом микроскопе шлифов, пропитанных контрастирующими вяжущими веществами. Эти методы описаны в работах Л. А. Кацерубы, К. И. Багринцевой и О. А. Черникова. В результате пропитки контрастирующее вещество (краситель) заполняет поры и в шлифе при просмотре на просвет получается цветное изображение порового пространства. Существуют способы, позволяющие оценить фильтрационные свойства исследуемой породы по определенной модели пористого тела. К трудностям реализации данной методики следует отнести сложность подготовки прокрашенных шлифов.

Внедрение РЭМ в практику микроструктурных исследований пород открыло новые возможности для анализа их порового пространства по образцам малого размера и в том числе по шла-

му. Разработка новых методов пропитки образцов контрастирующими люминесцентными веществами позволила В. А. Кузьмину [18] предложить методику анализа структуры порового пространства образцов коллекторов нефти и газа с помощью анализаторов изображений (РЭМ типа TSM-50 А, соединенного с ЭВМ типа PDP/8).

Возможность количественной оценки таких важных морфометрических параметров микроструктуры, как общая площадь и периметр пор, а также получения кривых распределения пор по площадям, периметрам и гидравлическим радиусам позволила авторам, используя разработки Е. С. Ромма [27], определить по плоскому контрастному РЭМ-изображению порового пространства так называемый фильтрационный коэффициент. Он рассчитывается как сумма произведений содержания (в процентах) пор каждого гидравлического радиуса на его величину во второй степени.

Была проанализирована большая группа образцов коллекторов нефти и газа для установления корреляционной связи между морфометрическими параметрами микростроения и их проницаемостью. Исследованные песчано-алевритовые породы отличались высоким содержанием глинистого цемента, который во многом определял коллекторские свойства пород.

Образцы для количественного анализа микроструктуры комплексов РЭМ — микроЭВМ подготавливались по методу пропитки люминесцирующим органическим веществом — дифенил-оксазолом — с последующей обработкой аншлифа. Для исследования использовались образцы нефтегазоносных песчаников и алевритов, отобранных на нефтяных месторождениях Татарии и пустыни Сахары.

Песчано-алевритовые породы нефтяного месторождения Татарии мезозойского возраста были представлены преимущественно мелкозернистыми и переходными к алевролитам разностями, реже встречались среднезернистые разности. Состав пород полимиктовый, глинистый цемент, содержание которого достигает 20 %, представлен материалом гидрослюдисто-хлористого состава.

По морфологическому типу пустотного пространства исследуемые породы относятся к поровым коллекторам (поры-полости соединены единой системой каналов, фильтрация по которым отличается относительной изотропностью). Пористость, определенная по методу насыщения, колеблется от 1,4 до 17 %. Газопроницаемость песчаников и алевролитовых пород изменялась от менее 1 до 792,6 мкм². По классификации А. А. Ханина они могут быть отнесены к классам с низкой и пониженной проницаемостью. Однозначной прямой зависимости между общей пористостью и газопроницаемостью не отмечалось.

При просмотре образцов в режиме катодолюминесценции были получены контрастные бинарные изображения структуры порового пространства, примеры которых показаны на рис. 8.3.

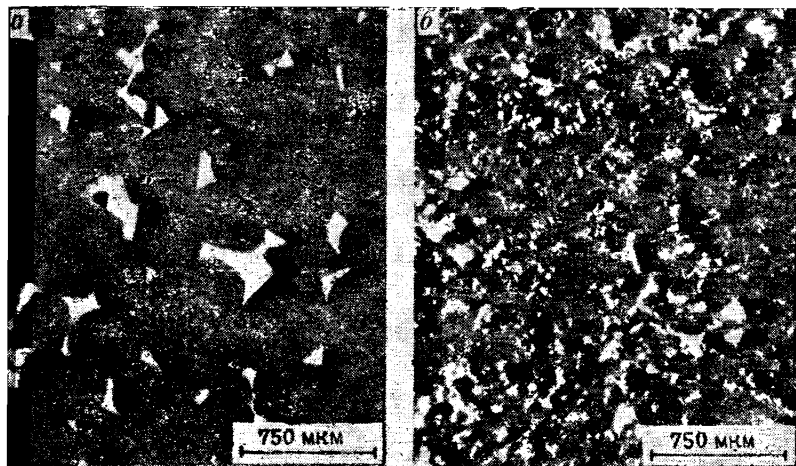


Рис. 8.3. РЭМ-фотографии, полученные в режиме катодоллюминесценции шлифов песчано-алевритовых пород нефтегазоносного месторождения Татарии:

а — песчаник мелкозернистый с глинистым цементом ($n=6,4\%$; $f_k=2$ мкм²); б — алеврит крупнозернистый ($n=8,6\%$; $f_k=0,34$ мкм²)

Анализ структуры порового пространства образцов позволил рассчитать по РЭМ-изображениям количественную морфометрическую характеристику (фильтрационный коэффициент f_k), значения которой в дальнейшем коррелировались с величиной коэффициента газопроницаемости $K_{пр}$, определенного по стандартной методике. Анализ корреляционного графика, приведенного на рис. 8.2, е, показывает, что между значениями $K_{пр}$ и f_k существует тесная корреляционная связь с коэффициентом корреляции $R=0,953$. Уравнение регрессии имеет вид $K_{пр}=2,7020 f_k - 0,2101$.

Подобная зависимость указывает на практическую возможность использования для расчета проницаемости нефтегазоносных песчано-алевритовых пород с глинистым цементом данных количественного анализа РЭМ-изображений. Для рассматриваемых песчаников и алевритов можно применять математическую капиллярную модель пористой среды, описание которой приведено в работе [28]. По-видимому, для пород с другим типом микроструктуры потребуется использование иных моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В. В., Горский Н. Д. Представление и обработка изображений.— Л.: Наука, 1985.
2. Библиотека программ анализа микрообъектов комплексом РЭМ—микроЭВМ/В. Н. Соколов, А. Ю. Сасов, А. Н. Зенкин и др.— Тез. докл. IV Всес. симпозиума по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твердых тел (РЭМ-84).— М.: ВИНТИ, 1984, с. 61.
3. Бондарик Г. К. Общая теория инженерной (физической) геологии.— М.: Недра, 1981.
4. Бондарик Г. К., Царева А. М., Пономарев В. В. Текстура и деформация глинистых пород.— М.: Недра, 1975.
5. Гавришин А. И. Сборник задач по математической статистике для геологов.— Новочеркасск: Изд-во НПИ, 1983.
6. Грабовска-Ольшевска Б., Осипов В. И., Соколов В. Н. Атлас микроструктур глинистых пород.— Варшава: Изд-во Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 1984.
7. Грунтоведение/Под ред. Е. М. Сергеева.— М.: Изд-во МГУ, 1983.
8. Дерягин Б. В. Теория устойчивости коллоидов и тонких пленок.— М.: Наука, 1986.
9. Дерягин Б. В., Чураев Н. В. Смачивающие пленки.— М.: Наука, 1984.
10. Дерягин Б. В., Чураев Н. В., Муллер В. М. Поверхностные силы.— М.: Наука, 1985.
11. Иёриског К. Г., Клован Д. И., Реймент Р. Д. Геологический факторный анализ.— Л.: Недра, 1985.
12. Коагуляционные контакты в дисперсных системах/В. В. Яминский, В. А. Пчелин, Е. А. Амелина и др.— М.: Химия, 1982.
13. Ковбаса С. И., Соколов В. Н., Толкачев М. Д. Количественная интегральная оценка структурных параметров трещинно-порового пространства по изображениям.— Изв. АН СССР, Сер. физ., т. 48, 1984, с. 2423—2426.
14. Коломенский Е. Н., Королёв В. А. Об информационно-энтропийном анализе структурообразования глинистых грунтов.— Инженерная геология, 1982, № 5, с. 34—35.
15. Коломенский Е. Н., Серра Ж. Теоретические основы количественного описания структуры и текстуры горных пород в инженерной геологии.— В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения.— М.: Изд-во МГУ, 1978, вып. 4, с. 45—51.
16. Котлов В. Ф. К оценке микротекстуры глинистых пород по данным рентгеновского анализа.— Вестник Московского университета, Геология, 1976, № 2, с. 89—98.
17. Котлов В. Ф. Опыт применения оптико-структурного машинного анализа в инженерной геологии.— Инженерная геология, 1980, № 6, с. 67—68.
18. Кузьмин В. А. Методика изучения пустотного пространства пород-коллекторов в растровом электронном микроскопе.— В кн.: Тез. докл. IV Всес. конф. «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах».— М.: МИНГ, 1987, с. 196—197.
19. Методика прецизионного измерения энергии взаимодействия конденсированных тел в различных физико-химических условиях/В. Г. Бабак, С. П. Козуб, В. Н. Соколов и др.— Изв. АН СССР, Сер. физ., т. 41, 1977, с. 2401—2407.
20. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород/Под ред. Е. М. Сергеева.— М.: Недра, 1984.
21. Осипов В. И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород.— М.: Изд-во МГУ, 1979.

22. *Осинов В. И.* Понятие «структуры грунта» в инженерной геологии.— Инженерная геология, 1985, № 3, с. 4—18.
23. *Прэтт У.* Цифровая обработка изображений.— М.: Мир, 1982.
24. *Прямое* измерение сил сцепления между частицами слюды в водных растворах поливинилового спирта/*В. Г. Бабак, В. Н. Соколов, Е. В. Свешникова* и др.— Инженерная геология, 1984, № 4, с. 57—63.
25. *Растровая* электронная микроскопия и рентгеновский микроанализ/*Дж. Гуолдстейн, Д. Ньюбрери, П. Эчлин* и др.— М.: Мир, 1984.
26. *Рибиндер П. А.* Избранные труды. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика.— М.: Наука, 1979.
27. *Ромм Е. С.* Структурные модели порового пространства горных пород.— Л.: Недра, 1985.
28. *Сасов А. Ю., Соколов В. Н.* Цифровая обработка РЭМ-изображений.— Изв. АН СССР, Сер. физ., т. 48, 1984, с. 2389—2396.
29. *Соколов В. Н.* Физико-химические аспекты механического поведения глинистых грунтов.— Инженерная геология, 1985, № 4, с. 28—41.
30. *Соколов В. Н., Дементьева О. В., Сасов А. Ю.* Использование комплекса РЭМ—микроЭВМ для количественного анализа поверхности и структуры микрообъектов.— Поверхность, 1982, № 11, с. 111—123.
31. *Соколов В. Н., Осинов В. И.* Микроструктурные изменения в глинах при плоскостном сдвиге.— Инженерная геология, 1983, № 6, с. 9—21.
32. *Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы*/Под ред. *Е. М. Сергеева*.— М.: Недра, 1985.
33. *Типы микроструктур глинистых пород*/*Е. М. Сергеев, Б. Грабовская-Ольшеская, В. И. Осинов* и др.— Инженерная геология, 1979, № 2, с. 48—58.
34. *Физико-химическая механика природных дисперсных систем*/Под ред. *Е. Д. Шукина, Н. В. Перцова, В. И. Осинова*, и др.— М.: Изд-во МГУ, 1985.
35. *Чесалов С. М., Хаустов А. П.* Классифицирование многомерных объектов в гидрогеологии на основе факторного анализа.— Вестник Московского университета, Сер. геол., 1986, № 1, с. 47—53.
36. *Чернявский К. С.* Стереология в металловедении.— М.: Металлургия, 1977.
37. *Шукин Е. Д., Перцев А. В., Амелина Е. А.* Коллоидная химия.— М.: Изд-во МГУ, 1982.
38. *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*/Eds: *G. Brindley and G. Brown*/London, 1980.
39. *Fisher L. R. and Israelachvili J. N.* Experimental studies on the applicability of the Kelvin equation to highly curved concave menisci.— J. of Colloid and Interface Science, 1981, V. 80, N 20, P. 528—541.
40. *Sergeev Y. M., Spivak G. V., Sasov A. Y.* Quantitative morphological analysis in a SEM—microcomputer system.— II Morphological analysis of complex SEM image.— J. of Microscopy, 1984, v. 135, pt. 1, p. 13—24.
41. *Israelachvili J. N., Pashley R. M.* Molecular layering of water at surface and origin of repulsive hydration forces.— Nature, 1983, v. 306, N 5940, p. 249—250.
42. *Jones A. V., Smith K. C.* Image processing for scanning microscopists.— In: IITRI SEM Symposium.—1978, v. 1, p. 13—26.
43. *Mengel P.* Determination of the three dimensional characteristic of pore network.— Proc. of 5th Int. Cong. for Stereology, Salzburg—Wien—Munich, 1980, p. 381—384.
44. *Method and apparatus for quantitative structural analysis of solids.* *G. R. Mirkin, N. A. Romyantseva, V. N. Sokolov et al.*— United States Patent, 1979, p. 4 146 788, mar. 27.
45. *Mitchell J. K.* Fundamentals of Soil Behavior.— J. Wiley and Sons, Inc. New-York—London—Sydney—Toronto, 1976.
46. *Smart P., Tovey K.* Electron microscopy of soils and sediments: examples.— Oxford: Clarendon Press, 1981.

47. *Smart P., Tovey K.* Electron microscopy of soils and sediments: techniques.— Oxford.: Clarendon Press, 1982.
48. *Tovey N. K., Sokolov V. N.* Quantitative methods for measurement of scanning electron micrographs of soil fabric.— In: Int. Soc. for Photogrammetry, XIVth Cong. Hamburg, 1980, z. 3, p. 154—163.
49. *Unitt B. M.* A digital computer method for revealing directional information in images.— J. Phys. E Series Z, 1975, 8, p. 423—425.
50. *Van Olphen H.* Clay Colloid Chemistry. Second Edition. A Wiley Interscience publ.— J. Wiley and Sons., New-York—London—Sydney—Toronto, 1977.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

ЧАСТЬ I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ГЛИНИСТЫХ СИСТЕМАХ

Глава 1. Современные представления о структуре глинистых пород	5
1.1. Понятие «структура»	5
1.2. Структурные элементы	13
1.3. Ориентация структурных элементов	22
1.4. Взаимодействие твердых структурных элементов. Энергия структуры	23
1.5. Модели микроструктур глинистых пород	29
Глава 2. Кристаллохимические особенности строения глинистых минералов	38
2.1. Кристаллическое строение	38
2.2. Электрический заряд	45
Глава 3. Процессы структурообразования в глинистых дисперсиях	54
3.1. Поверхностные явления на границе минерал—вода	54
3.2. Условия стабилизации и агрегации частиц в водной среде	64
3.3. Формирование микроструктур глинистых осадков	73
3.4. Изменение микроструктур при диагенезе и катагенезе	77

ЧАСТЬ II

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОСТРУКТУР ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Глава 4. Методика количественного анализа морфометрических и геометрических признаков микроструктур с помощью комплекса РЭМ—микроЭВМ	82
4.1. Подготовка образцов к анализу	83
4.2. Режимы работы РЭМ	93
4.3. Выбор количественных показателей морфометрических и геометрических признаков микроструктуры	96
4.4. Методика изучения РЭМ-изображений и получения количественных показателей	105
Глава 5. Количественный анализ морфометрических и геометрических признаков микроструктуры глинистых пород	122
5.1. Ячеистая микроструктура	123
5.2. Матричная микроструктура	125
5.3. Скелетная микроструктура	130
5.4. Турбулентная микроструктура	132
5.5. Ламинарная микроструктура	134
Глава 6. Количественная оценка энергетических признаков структуры.	137
6.1. Оценка прочности индивидуального контакта расчетными методами	137
6.2. Прямые методы измерения прочности индивидуального контакта	144
6.3. Влияние различных факторов на прочность индивидуальных контактов	149
6.4. Расчет энергии структуры	160

Глава 7. Классификация микроструктур глинистых пород	161
7.1. Принципы составления	161
7.2. Обработка полученных данных с помощью факторного анализа.	163
7.3. Типы микроструктур глинистых пород	177
Глава 8. Взаимосвязь микроструктуры, состава и свойств глинистых пород	195
8.1. Взаимосвязь минерального и микроагрегатного составов с морфометрическими характеристиками микроструктуры	198
8.2. Взаимосвязь физических и физико-механических свойств глинистых пород с морфометрическими характеристиками их микроструктуры	199
8.3. Взаимосвязь анизотропии прочностных и деформационных свойств глинистых пород со степенью ориентации структурных элементов	201
8.4. Взаимосвязь проницаемости с микроструктурой пород	203
Список литературы	207

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

Осипов Виктор Иванович
Соколов Вячеслав Николаевич
Румянцева Надежда Алексеевна

МИКРОСТРУКТУРА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Заведующий редакцией *Л. Н. Аважанская*
Редактор издательства *О. Л. Виноградова*
Обложка художника *А. А. Лукьяненко*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технический редактор *О. А. Колотвина*
Корректор *Е. М. Одабашян*

ИБ № 6823

Сдано в набор 22.06.89. Подписано в печать 25.10.89. Т-17025. Формат 60×90^{1/8}.
Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 13,25.
Усл. кр.-отт. 13,5. Уч.-изд. л. 14,61. Тираж 1400 экз. Заказ № 1010/1211—4. Цена 75 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ